РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Э.Д. Голубева

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ТИХОГО ОКЕАНА

Владивосток Дальнаука 2009 RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES FAR EASTERN BRANCH FAR EAST GEOLOGICAL INSTITUTE

E.D. Golubeva

EVOLUTION OF THE MAGMATISM OF THE PACIFIC OCEAN

Vladivostok Dalnauka 2009 УДК 552.313(265)+552.23

Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009, 140? с.

Монография основана на данных изучения авторской коллекции кернов глубоководного бурения ложа Тихого океана, полученных для исследования по проектам «Мировой океан» и опубликованных данных. Проведён сравнительный анализ геологической, сейсмотомографической, петрогеохимической (включая изотопы и редкоземельные элементы) информации по магматизму петрологических провинций океана. Намечены новые подходы к разработке вопросов геологической эволюции магматизма структур океана с учётом ротации Земли.

Книга представляет интерес для специалистов в области геологии, геохимии и океанологии. Ил. 30. Библ.

Ключевые слова: Тихий океан, геология, петрогеохимия, магматизм, эволюция.

Ответственный редактор: д.г.-м.н. академик В.Г. Моисеенко Рецензенты: д.г.-м.н. Ю.И. Говоров; к.г.-м.н. В.Т. Съедин

УДК 552.313(265)+552.23

Golubeva E.D. Magmatic evolution of the Pacific Ocean. Vladivostok: Dalnauka, 2008. p.140.

The monograph is founded on data of study of the author's collection of cores, resulted from the deep-sea drilling project and selected for the investigation at the projects "The World Ocean", and public date. A comparative study of the geological, seismotomographic, and petrogeochemical (including isotopes and rare-earth elements) information of magmatism in the petrological provinces of the Pacific Ocean. The author designed new approaches to the development of subjects concerning the geological evolution of magmatism in the oceanic structures, with consideration for the Earth's rotation.

The book might be of interest for the specialists in marine geology, geochemistry and oceanology. Fig. 30. Referenc.

Key words: Pacific Ocean, geology, petrogeochemistry, magmatism, evolution.

Editor-in-Chief: Prof. V.G. Moiseenko Reviewers: Prof. Yu.I. Govorov, Dr. V.T. S'edin

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Глава 1. Методы анализа и численного моделирования геологической информации	9
Глава 2. Петрологические провинции Тихого океана	13
Глава 3. Магматизм срединно-океанических хребтов и окаймляющих рифтов провинций Восточной и Южной частей океана	20
Глава 4. Провинции кайнозойских хребтов центральной части Тихого океана	45
Глава 5. Магматизм юрско-плейстоценовых провинций центральной и Западной частей Тихого океана	57
Глава 6. Неоген-четвертичные провинции островных архипелагов Полинезии	76
Глава 7. Особенности строения и формирования дна Тихого океана и этапы эволюции магматизма	95
Заключение	118
Литература	121

Посвящается памяти моего учителя профессора Говорова Н.И.

введение

Изучение геологической истории Земли предполагает необходимость обобщающих исследований геологии дна океанов, занимающих значительную часть её поверхности. Особый научный интерес представляет собой геологическое изучение магматизма структур дна Тихого океана, характеризующегося в сравнении с другими океанами огромными размерами, чрезвычайно сложной геологической историей формирования и глубинного строения океанического дна. Геологическое строение тихоокеанского ложа отличается высокой динамичностью и чрезвычайным разнообразием вулканических проявлений. В этом смысле изучение магматизма дна Тихого океана представляет собой ценный источник информации о глубинных процессах его формирования и до сих пор является актуальной проблемой.

Многие публикации последних лет посвящены тектонике Тихого океана (Пущаровский, Меланхолина, 1992), петрологии и геохимии толеитовых базальтов океана (Голубева, 1990), изучению петрологических провинций океана «Петрологические провинции...» (Говоров, Голубева, Пущин и др., 1996) и «Рудно-петрологические комплексы...» (Маракушев, Моисеенко, Сахно, Тарарин, 2005).

Причины и история образования впадины Тихого океана являются одной из главных проблем наук о Земле. По поводу генезиса океана существуют разные, хотя и базирующиеся на сходном фактическом материале, часто взаимоисключающие гипотезы. Одна из распространённых гипотез о происхождении Луны в результате отделения её от мантии Земли под действием солнечных приливов – гипотеза «ударной модели» (гипотеза Дарвина). Другая гипотеза трактует отделение Луны в результате испарения вещества мантии в результате соударения с крупной планетезималью и последующей конденсацией силикатного материала с образованием Луны (модель Камерона-Рингвуда).

Главными элементами рельефа и структуры океана являются срединноокеанические хребты и равнины (плиты) с расположенными на них поднятиями, хребтами и котловинами. Глубоководные желоба обрамляют окраины континентов или цепи островов отделенные от континентов морями. При этом западная и восточная части океана существенно различаются по рельефу, тектонике, характеру магматизма и историей формирования. Существенный прогресс в изучении геологии и магматизма структур океана наметился в последние десятилетия прошлого века с началом глубоководного бурения океанов. С полученными в результате бурения океанического дна уникальными данными, часто открывающими совершенно новые информационные аспекты строения и магматизма океанических структур, связано появление многочисленных публикаций. Большое значение для российских учёных имело участие в Международной программе «Мировой океан» в рамках проектов «Литос» и «Глубинные геосферы» под руководством академика Ю.М. Пущаровского и профессора И.Н. Говорова (1980-1995 гг.) по которым проводились исследования геологии, тектоники и магматизма дна Тихого океана.

Настоящая работа основана на результатах изучения автором (ответственным исполнителем проектов) геологии и магматизма Тихого океана. Информационная основа работы представлена коллекциями кернов глубоководного бурения, полученными автором из Скриппсовского института океанографии и в общем содержащих более 600 образцов керна. Кроме того, в работе также использованы опубликованные данные по глубоководному бурению, драгированию и геологическому опробованию океанических островов.

Изучение магматизма тектономагматических структур Тихого океана проводилось с использованием методов численного моделирования, включающих математические методы кластерного, таксономического и многофакторного анализа данных, позволяющих прослеживать вариации состава пород в единой размерности факторных параметров признаков (R-метод) и объектов (Q-метод).

Рассматриваются также результаты изучения структур ложа Тихого океана современными методами сейсмотомографии, позволяющими «просвечивать» Землю практически до ядра. Эти исследования показали, что мантия под океанами менее плотная и расположена выше (50-80 км), чем под континентами (250-400 км). Ведущая роль магматических пород в океанической коре определена существенно большей эндогенной активностью её верхней мантии в сравнении с мантией под континентами. Для характеризующейся более молодым возрастом коры восточной части Тихого океана наблюдается подъём поверхности ядра примерно на 5 км по отношению к некоему среднему уровню в сравнении с западной частью океана, где эта поверхность на такой же уровень ниже. Кроме того, в работе уделено внимание изучению процессов формирования вулканических хребтов в океане, разломных зон и регматической решётки. Обсуждаются также модели формирования и эволюции тектоники и магматизма Земли с точки зрения условий её нахождения в Галактике и влияния на неё космических или галактических полей.

ГЛАВА 1 МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Существенный прогресс в изучении геологии океанов наметился в последние десятилетия прошлого века с началом работ по глубоководному бурению океанов. С появлением уникального каменного материала кернов буровых скважин множество публикаций, включая тома по глубоководному бурению, содержат геологическое описание и аналитические данные по океаническим структурам океанов. Большое значение имело участие в рамках Государственной комплексной программы в Международном проекте глубоководного бурения «Мировой океан». Суммирование геологической и петрогеохимической информации по магматизму дна Тихого океана, представленной данными изучения коллекций глубоководного бурения и опубликованными данными по бурению и драгированию структур океанического ложа позволило определять их особенности и характер магматизма.

Использование математических методов анализа является необходимым этапом во многих отраслях науки при изучении сложных объектов. Общепринято рассматривать изучаемый геологический объект как единую систему условно однородных единиц, проявляющих на этапе его изучения элементы неоднородности. В отличие от «хорошо организованных систем», функционально зависящих от небольшого числа переменных, геологические объекты, как правило, являются «сложно организованными системами», т.е. вариации их характеристик обусловлены влиянием множества различных факторов. Это объясняется сложностью интерпретации тенденций изменения параметров геологических систем, не поддающихся строгому количественному описанию.

В связи с этим понятие зависимости или закона для сложных систем часто заменяется более широким понятием модели, обеспечивающей приближенное представление о строении и динамике изучаемого объекта. В этом смысле вероятностные математические модели обычно не всегда отражают все параметры изучаемой геологической системы, поскольку изучению подвергаются те свойства систем, которые можно представить в основном количественными аналитическими данными (химический, геохимический и минералогический состав пород и минералов). В общем, особенностью геолого-математического моделирования является изучение вариации свойств объектов, зависящих от природных факторов его формирования и детальности геологического опробования [Крамбейн и Грейбилл, 1969; Миллер и Канн, 1965]. В последние годы увеличивается число геологических работ, связанных с моделированием геологических систем с применением различных методов математической обработки многомерной геологической информации с использованием методов статистического, дискриминантного, классификационного, факторного, и других видов математического анализа геологической информации.

Первый этап математической обработки данных представляет собой обычный статистический анализ форм распределения в выборках признаков (элементов) и проб (объектов), включая хорошо освещенные в специальной литературе методы исследования выборок проб, определения в них аномальных значений признаков и исключения аномальных проб [Ван дер Варден, 1960; Андерсен, 1963; Крамер, 1975]. В практике петрогеохимических исследований за аномальное значение признака принимается значение, разность которого от среднего содержания по абсолютной величине превышает удвоенное стандартное отклонение от среднего содержания этого признака.

Второй этап предполагает применение методов численной таксономии и кластерного анализа с целью автоматического разделения изучаемой выборки проб (объектов) на объективно существующие группы (таксоны или кластеры). Группы выделяются на основе вычисления обычных евклидовых многомерных расстояний между объектами, в результате сравнительного анализа которых выявляются «сгущения» фигуративных точек, которые оконтуриваются гиперсферами, содержащими пробы близкого состава [Cattell, Coulter, 1966].

Факторный анализ представляет собой математический метод описания системы аналитических данных с помошью основополагающих комплексных параметров – факторов, представляющих собой линейные комбинации изучаемых признаков. Основными этапами анализа являются: нормирование данных, расчет корреляционной матрицы, определение матрицы факторных нагрузок и матрицы значений факторов в пробах. Исходной матрицей для расчета факторного пространства является корреляционная матрица, т.е. в факторном анализе факторы определяются по принципу максимизации связи между переменными, а главный фактор представлен вектором в многомерном пространстве признаков с максимальным вкладом в изменчивость системы. Поскольку исходная матрица данных представлена в двух измерениях: пространстве признаков (R-модификация) – и объектов (Q-модификация), то взаимосвязи между признаками отражает R-метод, а между пробами Q-метод факторного анализа. Вычисленные факторы являются линейными комбинациями признаков, каждый из которых вносит свой вклад, соответствующий его информативности и скоррелированности с другими признаками.

Обычно приведённые в публикациях диаграммы результатов расчёта факторным анализом представлены раздельно для Q (проб) и R (элементов) модификаций. Несоответствие размерностей результатов расчёта по модификациям (элементам и пробам) существенно снижает их информативность и усложняет интерпретацию.

Процедура нормировки данных при расчёте в варианте согласования необходима для того, чтобы векторы переменных и объектов имели одинаковый масштаб, соответствующий их доле вклада в изменчивость системы. Использование простейшего нормирования данных Y=(X-Xcp)/Xcp (табл. 1), уравнивает суммы элементов матрицы по всем столбцам-признакам (они равны n-1, где n – число проб). Длина каждого факторного вектора переменной соответствует её относительной нагрузке в долях вариации признаков в общей системе. Близость в графическом факторном пространстве направления двух векторов переменных означает наличие положительной корреляции между этими переменными, а противоположная направленность – отрицательной. В случае расчёта петрохимических выборок все анализы приводятся к 100% и уравниваются только суммы строк. Для расчёта выборок минералогических, геохимических или петрогеохимических данных, кроме введенного нормирования по столбцам, все полученные значения нормированной матрицы необходимо разделить на сумму всех её элементов матрицы, что, в конечном счете, не нарушает пропорциональности соотношений между строками и столбцами [Голубева, 1990].

Таблица 1

Матрица исходных данных	X = (x _{ij}) (i = 1т - признаки; j = 1п – пробы)
Матрица нормированных данных	$Y = (y_{ij}); y_{ij} = (x_{ij} - x_{icp}) / x_{icp})$
Корреляционная матрица	$R = (r_{ikj}); i, k = 1m$
Определение факторов	А= а _{іј} – матрица факторных нагрузок
Матрица значений факторов	Р= (p _{ij}) : i = 1r – факторы, j = 1n – пробы

Схема расчёта R- и Q-методами факторного анализа в варианте согласования

Расположение фигуративных точек объектов на факторных диаграммах соответствует доле вклада соответствующего фактора в изменчивость состава проб. Обычно за некоторым исключением близко расположенные точки на графике отражают близкие по составу объекты и наоборот. Этот момент контролируется фиксированием на факторной диаграмме соответствия изучаемых проб к определенным таксонам. Ограничение на многозначность факторных решений производится в результате требования ортогональности (независимости) вычисляемых факторов и стабилизации направления одного из векторов-признаков (например, кремнекислоты для петрохимических факторных диаграмм). Расчёты выборок данных проводится по специальной программе «STATISTICA», которая в разделе «Descriptive statistic» позволяет рассчитывать не только статистические данные, но и корреляционные матрицы. Соответственно с помощью подраздела программы «Basic statistic» рассчитываются кластеры. Кроме того, этот подраздел позволяет провести факторный анализ выборки. Описание вычислительных операций факторных параметров также приведено в литературе [Харман, 1972; Иберла, 1980; Йереског и др., 1980 и др.]. Получение результатов расчёта R- и Q-методов факторного анализа в одинаковой размерности основано на разработанном Дж. Бензекри и М. Дэвидом «корреспондентном анализе» [Benzecri, 1973; David et al., 1974].

ГЛАВА 2 ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Изучение геологии и магматизма дна Тихого океана выявило особенности строения океанической коры и мантии различных блоков океана (провинций), отличающихся латеральными неоднородностями состава отдельных оболочек тектоносферы. Геотектонические области, характеризующиеся магматическими формациями, образовавшимися в течение одной тектоно-магматической эпохи определяются по Ю.А. Кузнецову [1964] как петрографические провинции. Если кроме формационной принадлежности преобладающих в структурах дна океана базальтов учитывается комплекс петрогеохимических данных, то выделяются петрологические провинции, представляющие собой морфотектонические области, характеризующиеся специфичными ассоциациями формационно-геохимических типов базальтов, связанных общностью происхождения и времени формирования [Говоров, Голубева и др., 1996].

Формационно-геохимические типы базальтов океана

Систематика формационно-петрогеохимических типов базальтов Тихого океана в общем совпадает с направленностью эволюции магматизма океанического дна. Кроме петрохимического состава пород одним из критериев типизации толеитов является величина отношения содержаний лантана к самарию, нормированных к углистому хондриту (Evensen et al., 1978), отражающая степень обогащения или обеднения (деплетированности) базальтов редкоземельными элементов лёгкими (р.з.э). Приведенные в таблице 2 типогеохимические характеристики выделенных типов базальтов в океане, и геодинамические позиции проявления этих типов свидетельствуют о существенных их различиях.

Так, в первой группе средний состав типов пород Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), отличаясь в общем пониженными содержаниями щелочей, бария и отношениями лантана к самарию существенно варьирует (типы 1-3, 7). С другой стороны, связанные с другими геодинамическими обстановками – трансформными разломами и зонами глубинного растяжения (типы 4-6), носят черты сходства с некоторыми типами базальтов континентальных окраин и молодых и древних платформ. Вторая группа представлена отдельным типом ультратитанистых ферротолеитов срединно-океанического хребта (COX, MOR), который характерен также для рифтовых зон Галапагос и Хуан де Фука.

Третья группа примитивных толеитов плит PIP (Primitive Inherent Plate) [Saunders et al., 1983], достигнутых в скважинах котловин и плато западной части океана, в сравнении с базальтам^{••} COX характеризуются повышенными значениями отношения ([La/Sm]n \approx 1). Состав пород четвёртой группы,

Петрогеохи	ьими	ская (CHCTEM	атика т	юлеитон	зых базаль	гов Тихого океана
Формационно-геохимические		Средн	ние знач	ения ок	ислов в м	rac.%	Геодинамическая позиция вулканизма
тофон ини		ис	THOHIO	ений ко	мпонент()B)	(типичные примеры)
	TiO_2	FeO	Na_2O	K_2O	Ba,2/m	$[La/Sm]_n$	
I. Толеиты срединно-океанических							Восточно-Тихоокеанское поднятие:
xpeômos (MOR)(COX)	1,2	9,3	2,4	0,08	18	0,45-0,75	1, 2, 7 – осевые зоны и 3, 5, 6 – поднятия
[1]магнотолеиты (N-тип)	1,9	11,2	2,6	0,10	22	0,4-0,6	в зонах спредига (зоны Галапагос, фланги
2) ферротолеиты (Fe-тип	2,0	11,4	2,7	0,45	31	0, 6-1, 0	поднятий ВТП и ЮТП, хребет Хуан де
3) К-ферротолеиты (К-Fe-тип)*	1,8	9,0	3,0	0,24	88	0, 8-1, 0	Фука), 4 – участки выклинивания рифтовых
4) Na-moneumы (Na-mun)*	1,4	10,6	2,9	0,18	40	0,75-1,2	зон под покровами континентальной коры
5) переходные (T-mun)	2,7	12,7	2,9	0,40	73	1,2	(Калифорнийская зона); 5,6 – поднятия
6) обогащенные (E-тип) 7) деплетированные (D-тип)	0,9	8,5	2,1	0,07	10	0,45	в зонах спрединга (Гала пагос, Хуан де Фука и др.).
2. Ультратитанистые ферротолеиты (UTi-Fe-тип)	2,7	14,0	2,7	0,13	13	0, 6-1, 0	Глубинные разломы в поднятиях рифтовых зон Хуан де Фука, Галапагос), трансформы
3. Примитивные толеиты плит							c
(Primitive Inherent Plate) PIP	1,0	10,6	2,0	0,13	8,4	0,75	Зоны рассеянного спрединга внутри абиссальных плих (впалина Нахих) и плато
магнотолеиты ферротолеиты	1,3	12,2	2,5	0,16	13	0,78	(Манихики, Онтонг-Джава) и др.
4. Толеиты океанических островов							Зоны глубинных разломов (хребты Импера-
гавайский (H-T-тип)	2,5	11,2	2,2	0,40	202	2,30	торский, Гавайский, Лайн, Полинезийские
самоанский (S-UTi-тип)	2,6	12,6	1,9	0,65	185	2,03	Магеллановы горы; Маршалловы о-ва и др.
5. Субщелочные базальты	1 7	8 4	3 0	0.70	86	1 47	Зоны трансформных разломов, секущих
(nepexodные - transitional)	1,'1	r,0	v,v	0,10	00	1, T ,1	ВТП, и боковые зоны поднятий.
6. Автономные анкарамиты**	2,9	12,0	18	0,9	260		Структуры Мид Пацифик, Маркус-Уэйк
7. Bazanbmbi KLAEP*							Возвышенности Шатского, Хесса,
moneumosue	1,3	11,5	2,5	1,1	45		плато Огасавара, и другие зоны западной
субщепочные	2,3	11,5	3,0	3,0	200		Пацифики
Примечание: * Типы, выделенные Гс ** Типы, выделенные I	оворов Говорс	ым И.Н. вым И.	Н., Голуб Н. и Си	бевой Э. маненко	.Д. 5 В.П.		

Эволюция магматизма Тихого океана

Таблица 2

– 14 –

представленной толеитами океанических островов, при относительно низком содержании щелочей обогащен титаном и легкими р.з.э. Субщелочные базальты (5 группа), описанные как переходные базальты (transitional basalts) [Batiza et al., 1982] часто приурочены к зонам трансформных разломов.

Выделенные в пределах подводных гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик породы 6-й группы представлены автономными анкарамитами в ассоциации с трахибазальтами и тристанитами, петрогеохимические особенности которых позволили предполагать их связь с глубинными магматическими очагами, возникшими при активизации погребенных древних структур типа расслоенных интрузивов. [Говоров и др., 1992].

Базальты 7-й группы (тип KLAEP), обогащенные калием (К), литофильными акцессорными элементами (Lithophile Accessory Elements) и фосфором (Р) обычно ассоциируют со щелочными базальтами и характерны для структур с повышенной мощностью океанической коры, сформированных, по всей вероятности, в результате процессов тектонического скучивания (поднятия Шатского, Хесса и др.). В петрогеохимическом отношении базальты KLAEP сходны с геосинклинальными базальтами континентальной окраины Азии.

Систематика петрологических провинций

Понятие петрологической провинции впервые в морской геологии применил Дж. Натланд для островной системы Лайн [Natland et al., 1976]. На поверхности дна океана с относительно ровным рельефом выделяется множество различных геоструктур вулканических плато, поднятий, хребтов и разломных зон. Так, 66 морфотектонических структур океана (Головинский, 1985) явились основой для его разделения на петрологические провинции, критериями выделения которых является: (1) тектоническое положение; (2) формационно-геохимические и геохимические типы магматических пород; (3) последовательность магматизма (абсолютный возраст); (4) данные термобарогеохимии, экспериментального моделирования; (5) предполагаемые механизмы петрогенезиса. Выделенные провинции представляют собой морфотектонические области, характеризующиеся специфичными ассоциациями формационно-геохимических типов базальтов, связанных общностью происхождения и времени формирования.

В результате исследования по Международному проекту были выделены провинции (рис. 1), которые объединены в 7 главных групп: І – провинции срединно-океанических хребтов и рифтов с преобладающим толеитовым магматизмом кайнозойского (до голоценового) возраста; II – провинции асейсмичных вулканических хребтов с преобладающим титанисто-толеитовым и подчиненным дифференцированным щелочнобазальтовым магматизмом кайнозойского (до голоценового) возраста; III – провинции Полинезийского свода с титанисто-толеитовым и щелочнобазальтовым типом магматизма позднекайнозойского (до голоценового) возраста; IV – анкарамит-трахибазальтовая провинция Мид Пацифик позднеюрско-мелового возраста; V – провинции линейных тектонических зон с многоэтапным (от позднеюрского до плейстоценового) толеитовым и щелочным магматизмом натриевого и калиевого рядов; VI – провинции позднеюрско-мелового возраста с преобладающим толеитовым магматизмом, испытавшие тектоно-магматическую активизацию в олигоцене-плейстоцене с развитием базальт-трахитовых комплексов;



VII – провинции эпиокеанических морей кайнозойского (до голоценового) возраста с магматизмом океанического и подчиненного островодужного типов. Краткая характеристика общей систематики перечисленных групп петрологических провинций суммирована в таблице 3.

В целом, мегаструктура Тихого океана (Пацифики) состоит из двух неравноценных по площади структур: (1) полукольцевого пояса срединноокеанического хребта позднемелового-плейстоценового возраста, пролегающего по восточной и южной окраинам океана (ВТП и ЮТП) и сложенных комплексами различных типов базальтов СОХ и (2) глобального сегмента центральной и западной частей океана, состоящего из множества провинций, приуроченных к геоструктурам разных типов и сложенных различными по составу, происхождению и возрасту породами от примитивных базальтов океанических плит до щелочных комплексов огромной протяжённости.

1 – главные трансформные разломы; 2 – глубоководные желоба; 3, 4 – рифтовые структуры (3 – миоценовые, 4 – плиоцен-плейстоценовые); 5 – границы петрологических субпровинций и провинций; 6 – скважины глубоководного бурения; 7 – геологические обнажения островов и некоторых подводных гор: 1 – Петр I, 2 – Питкерн, 3 – Пасха, 4 – Сала и Гомес, 5 – Галапагосы, 6 – Горгона, 7 – Релавигедо, 8 – Тортуга, 9 – Гвадалупе, 10 – Мейджи, 11 – Юриаку, 12 – Каммю, 13 – Безымянный, 14 – Мидуэй, 15 – Перлэндхермес, 16 – Фрегат Шоал, 17 – Неккер, 18 – Нихоа, 19 – Кауаи, 20 – Оаху, 21 – Мауи, 22 – Гавайи, 23 – Трук, 24 – Понапэ, 25 – Кусайе, 26 – Тутуйла, Уполу, 27 – Мачиас, 28 – Савайи, 29 – Олосега, 30 – Офу, 31 – Тау, 32 – Аитутаки, 33 – Мангайя, 34 – Таити, 35 – Хуахин, 36 – Нуку-Хива, 37 – Хука, 38 – Хива-Оа, 39 – Тахута, 40 – Фату-Хива, 41 – Уа-Пу, 42 – Рапа, 43 – Макдональд, 44 – Кокос, 45 – Сокорро, 46 – Мариотири, 47 — район гайотов Ламонт-Майами, 48 — жёлоб Хантер, 49 — Восточный Сахалин; 8 – относительная распространенность типов пород: а – преобладающий, б – подчинённый; 9 – формационно-геохимические типы океанических базальтоидов: 1 – толеиты СОХ, 2 – ультратитанистые ферротолеиты, 3 – примитивные толеиты плит (PIP), 4 – титанистые толеиты островов и подводных гор, 5 – переходные (субщелочные) базальты, 6 – субщелочная дифференцированная базальт-трахитовая субсерия, 7 – калиевая щелочнобазальтовая субсерия, 8 – калиево-натриевая щелочнобазальтовая субсерия, 9 – автономные анкарамиты, 10 - толеиты окраинных морей (TMS), 11 - базальты КLAEP, 12 - бониниты. Петрологические провинции и субпровинции (цифры и буквы в кружках): 1 – Восточно-

Тихоокеанская, 2 – Хуан де Фука, 3 – Калифорнийская, 4 – Галапагосская, 5 – Южно-Тихоокеанская, 6 – Гавайская, 7 – Императорская, 8 – Таитянская, 9 – Тубуаи, 10 – Туамоту, 11 – Маркизская, 12 – Мид Пацифик, 13 – Лайн, 14 – Восточно-Марианская (а – Магелланова, 6 – Огасавара, в – Гейш, г – Маршаллова), 15 – Северо-Западная (Кула) (а – Хоккайдо-Зенкевича, 6 – Шатского, в – Хесса), 16 – Меланезийская (а – Онтонг-Джава-Науру, 6 – Муссау, в – Каролинская), 17 – Манихики (а – Манихики-Нова, 6 – Самоа), 18 – Тонга-Лау, 19 – Новогебридская, 20 – Филиппинская, 21 – Охотоморская.

Рис. 1. Схематическая карта петрологических провинций Тихого океана (по И.Н. Говорову и Э.Д. Голубевой).

	Группы провинций	Тектоническое положение	Формационно- геохимический тип базальтов (в скобках подчиненный)	Последовательность магматизма (абсолютный возраст)	Геохимическая специфика пород
	Толеитовая палеоген- четвертичная 1. Восточно-	Рифтовые зоны срединно- океанических	1 – толеиты, (2, 5)	магнотолеит → ферротолеит → (исландит)	Развитие N, Fe, D, K, Na, T- и Р-типов толеитов
Г	Тихоокеанская 2. Хуан де Фука	поднятий		→ субщелочной базальт	СОХ, низкие содержания
	 Калифорнийская Галапагосская Ю. Тихоокеанская 				K, Ba, LREE
	Титанисто-толеитовая палеоген-голоценовая 6. Гавайская 7. Императорская	Линейные асейсмичные хребты	4 – титанистые толеиты, (дифференцированные серии)	Титанистый толеит → ифференцированные серии (0-65 млн лет)	Высокие содержания Ti, Sr, Ba, Zr, LREE
	Неоген-четвертичная щелочно-базальтовая 8. Таити 9. Тубуаи 10. Туамоту 11. Маркизская	Вулканогенно- сводовые поднятия (Полинезийский свод)	щелочно-базальтовая натриевая субсерия (4)	Титанистый толеит → щелочной базальт → таитит, фонолит, нефелиновый сиенит (1-25 млн лет)	Высокие содержания Ті, Na, Sr, Ba, Zr, LREE

Таблица 3

Эволюция магматизма Тихого океана

Общая систематика петрологических провинций Тихого океана

	Анкарамит-	Субширотные	6 – автономные	Анкарамит-	Повышенные
	трахибазальтовая	разломы зон	анкарамиты,	трахибазальт-трахит,	и высокие
\geq	поздне-юрско-меловая	глубинного	трахибазальты,	фонолит	содержания К,
	12. Мид-Пацифик	растяжения	тристаниты, (1)	(150-30 MJIH JIET)	Ti, Rb, Sr, Ba,
		(тектоногены)			Zr, Cr
	Толеит-субщелочно-	Разломы зон	4 – титанистые толеиты;	Базальты КLAEP	Высокие
	базальтовая	глубинного	базальт-трахитовая	(140-100 MJH	содержания
	позднеюрско-	растяжения	субсерия; 8 – толеиты	лет), толеиты → ифференцированные	Ti, K, Sr, Ba,
	плейстоценовая	(тектоногены)	KLAEP	щелочные	LREE
>	13. Лайн	бмеридианального		(60-30 млн лет)	
	14. Восточно-	направления		и субщелочные серии	
	Марианская			(30-2 млн лет)	
	15. Северо-Западная				
	Толеит-	30HbI	3 – внутриплитные	Толеиты PIP,	Повышенные
	щелочнобазальтовая	трансформных	толеиты,	базальты КLAEP	и высокие
	поздне-юрско-меловая	разломов,	8 – базальты КLAEP;	(150-130 млн лет);	содержания
	с поздне-кайнозойской	опровождающиеся	базальт-трахитовая	трахибазальтовые-	K, P, Sr, Ba,
\mathbb{N}	тектоно-магматической	рассеянным	субсерия (4, 7)	ифференцированные	LREE
	активизацией	спредингом		серии (12-1 млн лет)	в базальтах
	16. Меланезийская	и тектоническим			KLAEP
	17. Манихики	скучиванием			

– 19 –

ГЛАВА 3 ГЛАВА 3 И ОКАЙМЛЯЮЩИХ РИФТОВ ПРОВИНЦИЙ ВОСТОЧНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Главенствующее положение в современной морфоструктуре восточной и южной частей Тихого океана занимают линейные плиоцен-плейстоценовые рифтогенные структуры, граничащие между собой вдоль разлома Элтанин срединно-океанических хребтов Восточного (ВТП) и Южно-Тихоокеанского поднятий (ЮТП). Срединно-океанические хребты, представляющие собой мегаантиклинальные поднятия океанической коры, слои в которых становятся постепенно все более тонкими по мере приближения к гребню хребтов, пересекаются крупными трансформными разломами, вдоль которых происходит смещение блоков океанических плит относительно друг друга. В восточной части поднятия выделяются провинции рифтовых зон – Хуан де Фука, Калифорнийской и Галапагосской (рис. 2).

Восточно-Тихоокеанская провинция

Совпадая с поднятием срединно-океанического хребта, протягивающаяся более, чем на 13 тыс км, провинция, образование которой связано с действием тектонических сил растяжения, состоит из осевой рифтовой долины шириной до 2,5-3 км, и обрамляющих её сбросово-грабеновых структур различной амплитуды. Утонённая кора рифтогенной структуры ВТП, несмотря на структурно-морфологическое единство, на большом протяжении характеризуется неоднородным строением коры и гетерогенным субстратом в различных его блоках. В центральной зоне срединного хребта находится осевой внутренний рифт или рифтовая долина шириной до 2,5-3 км, формирование которой обусловлено действием тектонических сил растяжения без вертикальных перемещений и обрамляющих его сбросово-грабеновых структур различной амплитуды. В целом, хребет ВТП представлен цепочками как бы «нанизанных» на ось хребта вулканов, каждый из которых периодически извергается в результате чередования периодов заполнения и опустошения находящихся под осевой зоной хребта магматических камер.

Осевая экструзивная зона ВТП в районе 21⁰ с.ш. в сложена фракционированными плагиоклаз-оливин-пироксеновыми базальтами различной степени раскристаллизованности, представляющими собой нормальные магнезиальные толеиты и ферротолеиты СОХ [Hekinian, Walker, 1987]. На флангах рифтовой зоны ВТП обнаруживаются в основном более раскристаллизованные разности базальтов, количество вкрапленников в которых составляет 5-7% от объема породы; фенокристы пироксена соответствует авгиту (Wo_{38-42} , En_{49-51} , Fs_{9-10}), а плагиоклаза – лабрадору (An_{65-73}). Изучение состава базальтов этой зоны показало, что вариация пород связана с фракционированием магматической системы – отсадкой оливина и пироксенов и флотацией плагиоклаза. Оливиновые базальты представляют собой более глубинные высокотемпературные недифференцированные производные магматического очага. Базальты, драгированные южнее экватора ВТП (11^{0} -47° ю.ш.) варьируют от толеитов N-типа и ферротолеитов до ультратитанистых ферротолеитов [Batiza et al., 1982; Puchelt et al., 1983] (табл. 4).

Формирование обновленной литосферы океана, по мнению многих исследователей, происходит в результате спрединга океанической коры,

Таблица 4

	1(53)	2(36)	3(18)	4(13)	5(3)	6(28)	7(4)	8(13)	9(42)	10(20)	11(7)
SiO ₂	50,43	50,51	49,89	49,91	49,44	48,99	47,65	49,53	50,08	49,46	50,07
TIO_2	1,53	1,99	2,47	1,64	1,19	1,92	2,00	0,89	1,32	1,23	1,56
Al_{0}	14,53	13,76	13,37	14,30	14,81	14,00	13,03	16,17	14,56	14,68	13,62
FeO*	9,63	11,04	12,49	10,45	9,45	11,00	12,58	8,34	10,06	10,50	11,86
MnO	0,19	0,19	0,20	0,20	0,19	0,20	0,23	0,15	0,17	0,17	0,20
MgO	7,59	6,80	6,54	7,30	7,70	7,00	6,69	8,65	7,54	6,86	6,99
CaO	11,74	10,93	10,10	11,72	12,59	11,05	10,64	13,16	11,90	12,13	11,00
Na ₂ O	2,60	2,72	2,73	2,55	2,58	2,97	3,04	2,07	2,42	2,19	2,61
$K_2 \tilde{O}$	0,17	0,37	0,18	0,14	0,16	0,22	0,57	0,04	0,10	0,61	0,14
P_2O_5	0,17	0,23	0,25	0,11	0,14	0,21	0,36	0,09	0,12	0,12	0,14
П.п.п.	0,90	1,29	0,61	1,20	2,08	2,21	1,88	1,64	1,42	1,95	1,41
Сумма	99,48	99,83	99,14	99,49	100,02	99,75	99,38	100,73	99,69	99,18	99,70
f	41,6	47,7	51,7	44,5	40,8	46,7	51,3	35,2	42,8	46,4	48,8
Rb	1,7	3,5	1,2		4,2	4,1	15	2,3	2,5	17	3,6
Sr	138	124	121	122	117	134	155	80	85	92	84
Ba	15	19	26		30	18	21				
Zr	104	149	182	111	101	134	123	54	80	77	90
Ni	73	67	61	73	121	92	74	119	81	78	55
Cr	71	173	114	237	268	206	136	418	205	263	99
[La/Sm] _n	0,73	0,77	0,75		0,36	0,54	0,56	0,66	0,65	0,69	0,78

Химический состав базальтов скважин глубоководного бурения ВТП

Примечание: 1-3 – базальты скв. 421, 422, 423, 427, 428, 429; 1 – толеиты COX N-типа, 2 – калиевые ферротолеиты, 3 – ферротолеиты; 4 – ферротолеиты N-типа; 5-7 – скв. 319А: 5 – толеиты N-типа, 6 – ферротолеиты Nа-типа, 7– калиевые ферротолеиты COX; 8-10 – скв. 597: 8 – толеиты D-типа; 9 – толеиты N- типа; 10 – калиевые ферротолеиты; 11 – ферротолеиты. Средние составы пород рассчитаны по данным [Init. Repts, 1986, V. 54, 1993, V. 142] и материалам коллекций бурения (скв. 319А, 427, 428).





Рис. 2. Схематическая карта петрологических провинций восточной части Тихого океана. **А.** (фрагмент карты [Петрологические провинции..., 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 – формационногеохимические типы океанических базальтоидов (1 – толеиты СОХ; 2 – ультратитанистые ферротолеиты; 3 – примитивные толеиты плит (PIP); 4 – титанистые толеиты островов и подводных гор; 5 – переходные (субщелочные) базальты; 6 – субщелочная дифференцированная базальт-трахитовая субсерия; 7 – калиевая щелочнобазальтовая субсерия; 8 – калиево-натриевая щелочнобазальтовая субсерия). Петрологические провинции и субпровинции (цифры и буквы в кружках): I – Восточно-Тихоокеанская; II – Хуан де Фука; III – Калифорнийская; IV – Галапагосская.

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

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

о чём свидетельствуют расположенные симметрично относительно оси ВТП линейно-полосовые магнитные аномалии, которые в блоках поднятия расположены на разных расстояниях друг от друга [Plate tectonic map..., 1981-1987]. В различные интервалы времени значения скоростей спрединга (отношения расстояний между аномалиями к времени их формирования) существенно снижаются в направлении от северных и экваториальных зон к южным (рис. 3). Наибольшие значения скоростей спрединга от 6 до 12 см/год фиксируются в приэкваториальных зонах ВТП (от 12° с.ш. до 18° ю.ш.) вблизи оси рифта (до 7-9 млн лет); при удалении от оси спрединга скорости снижаются. Далее в северном, и в южном направлениях (от 12° - 23° с.ш. до 18° - 40° ю.ш.), скорости спрединга имеют существенно более низкие значения.

Изучение ассоциаций типов базальтов ВТП показало, что на всём протяжении хребта вблизи осевой зоны поднятия широко развиты стекловатые разности базальтов, состав которых варьирует от магнезиальных толеитов COX D- и N-типов до ферротолеитов. При удалении от центральной зоны рифта в драгировках и скважинах бурения часто проявлены более раскристалли-



Рис. 3. Диаграммы значений скорости спрединга блоков срединно-океанического хребта ВТП: А – северная, Б – южная зоны. Расчёты выполнены по карте [Plate tectonic map... 1987].

зованные разности базальтов; количество вкрапленников в них увеличивается до 10-15% от объёма породы; при этом, в обычных ассоциациях типов базальтов увеличивается количество подщелоченных разностей толеитов и ферротолеитов. Так, для пробуренных вкрест простирания ВТП глубоководных скважин 420-429, (8-9° ю.ш. и 104-107° з.д.), возраст которых меняется от 1,2 до 4,3 млн лет [Init. Repts DSDP. V. 54, 1980] характерно, что несмотря на сходство ассоциаций типов базальтов в скважинах (табл. 4, гр. 1-3), вариации их состава возрастают с удалением от рифтовой зоны вплоть до появления базальтов Т- и Е-типов. В ещё более удаленных от рифтовой зоны ВТП скв. 319А, 597 и др. [Init. Repts DSDP V. 34, 1976; V. 140, 1992], кроме обычных толеитов N- типа проявлены натриевые и калиевые ферротолеиты (Na- и K-типы) (табл. 4, гр. 4-9).

Математическая обработка выборки базальтов этих скважин (n=131) разделила их на следующие типы пород (таксоны): наиболее распространенные (n=53) толеиты, имеющие повышенные железистость и содержание титана (табл. 4, гр. 2), и развитые в меньшей степени (n=10) нормальные магнезиальные толеиты COX N-типа (гр. 1). Кроме того, проявлены ферротолеиты COX N-типа (гр. 4) и калиевые ферротолеиты (K₂O=0,37 мас.%, гр. 3), слагающие весь разрез скв. 427 и присутствующие в скв. 421-423, 429.

Факторная диаграмма вариации состава базальтов (рис. 4) отражает тренды изменения базальтов разреза ВТП – анортозитовый

(І фактор), обусловленный изменением, с одной стороны, магния, кальция и алюминия, с другой, – железа, титана и марганца; лейкократовый (ІІ фактор), соответствует изменению щелочей и кремнекислоты. Изолированные вытянутые области фигуративных точек состава базальтов различных скважин имеют разные тренды изменчивости составов. Так, в базальтах скв. 421 и 423 ВТП повышены концентрации железа, титана, калия и натрия в сравнении с базальтами скв. 422 и 428. Область фигуративных точек, соответствующая скв. 427, изометрична и занимает обособленное положение на диаграмме в зоне суммарно высокого



Рис. 4. Факторная диаграмма скважин глубоководного бурения ВТП. Координаты центра (оксиды – в%): SiO₂ – 50,36; TiO₂ – 1,80; Al₂O₃ – 14,28; FeO – 10,26; MnO – 0,19; MgO – 7,19; CaO – 11,28; Na₂O – 2,69; K₂O – 0,24; P₂O₅ – 0,19.

железа и титана. Наибольшие вариации состава пород наблюдаются в скв. 429.

Оценка характера ассоциаций типов пород в осевой части рифта ВТП проведена по результатам изучения выделенных кластерным анализом состава типов базальтовых стёкол, драгированных в рифтовой зоне ВТП, на основании информационного банка данных [Melson et al., 1977]. Проведённые расчёты по этим данным [Сущевская Н.М., Цехоня Т.И., 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. На основании этой информации с использованием таксономического и факторного анализа были вычислены таксоны близких по составу стекол, представленных оливиновыми толеитами с повышенной железистостью (табл. 5, гр. 3, 4), кварц- гиперстеновыми толеитами с возрастанием железистости (гр. 5-7) и калиевыми ферротолеитами (гр. 8).

Таблица 5

	1	2	3(74)	4(146)	5(132)	6(74)	7(21)	8(10)
SiO ₂	49,74	48,98	49,27	50,58	50,86	50,92	50,60	50,87
TiO,	0,86	0,97	1,21	1,44	1,80	2,19	3,02	2,03
Al_{0}	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_2O	2,32	2,19	2,69	2,68	2,84	2,98	3,33	3,22
<i>K</i> , <i>O</i>	0,06	0,06	0,09	0,10	0,13	0,15	0,16	0,71
P_2O_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
<i>Ol</i>	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
Hy	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

Средний состав закалочных стекол рифтовой долины ВТП Тихого океана

Примечание: использованы данные [Melson et al., 1977; Sinson et al.,1991; Сущевская, Цехоня, 1992]. 1-2 – составы исходных расплавов срединных поднятий: (1) Атлантического (TOP-2) и (2) Тихого (T2-Pac) океанов; 3-8 – средние составы групп (таксонов) закалочных стекол базальтов ВТП: оливиновые толеиты (3), оливиновые ферротолеиты (4), кварцпироксеновые ферротолеиты (4-7), калиевые ферротолеиты (8). Анализы приведены к 100%, FeO=FeO+Fe₂O₃+Mn; В скобках общее количество проб таксона. Для разных блоков осевой зоны рифта характерны 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-ем блоке (11⁰-6⁰ ю.ш.), а высокожелезистые разности базальтов, напротив, преобладают в южных блоках (I-II).

Факторный анализ данных позволяет моделировать вариации факторных параметров (линейных функций химизма пород). Так, на диаграмме (рис. 5) І-й главный фактор вариации системы (Fe+Ti – Mg+Ca) соответствует феннеровскому тренду эволюции, характерному для большинства областей факторных значений точек. Контуры вертикально вытянутые в направлении II-го фактора (Si - Al+K+Na), соответствуют боуэновскому эволюционному тренду. Эта тенденция вариации состава характерна для стекол, кристаллизующихся в магматических камерах, расположенных в приповерхностных условиях при низком давлении (P=0,001кбар).



Рис. 5. Факторная диаграмма закалочных стекол базальтов рифтовой долины ВТП, по данным [Melson et al., 1977; Sinson et al., 1991].

Фигуративные точки кластеров состава стекол: 1 – оливиновых толеитов N-типа и исходных расплавов (А – Атлантика, Р – Тихий океан); 2 – оливиновых ферротолеитов (f= FeO/(FeO+ MgO)=54,1); 3-5 – кварц-пироксеновых ферротолеитов: f=60,5 (3); 67,8 (4); 69,6 (5); 6 – калиевых ферротолеитов. 7-8 – температуры экспериментальных трендов фракционирования P=0,001кбар (7); P=4 кбар (8).

Средние составы таксонов базальтовых стекол приведены в табл. 5.

В общем, оливиновые и оливин-пироксеновые железистые разности стекловатых 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 и соответственно в южных зонах ВТП при меньшей скорости спрединга проявлены более фракционированные стёкла с повышенным содержанием железа.

Калифорнийская провинция

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. Рифтовая зона дна залива характеризуется интенсивными магнитными и тепловыми аномалиями, с которыми связаны проявления современного вулканизма и гидротермальной активности. 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 [Init. Repts DSDP. 1982, V. 64]. Скорость миграции центра вулканической активности в северо-западном направлении, связанная с относительным перемещением Северо-Американской и Тихоокеанской плит, в период до 12 млн лет назад составляла 3,75 см в год, а позднее и до настоящего времени снизилась до 1,35 см в год [Fox et al., 1985].

По проекту глубоководного бурения в заливе пробурены серии скважин в северной части бассейна Гьямас и в южной в устье залива вблизи разлома Тамайо. В бассейне Гьямас обнаружены два коротких сегмента оси спрединга – рифтовые впадины, образовавшиеся на трансформном разломе. Эти впадины, названные северным и южным рифтами, исследованы соответственно глубоководными скв. 481 и 477, а скв. 478 пробурена в 12 км северо-западнее южного рифта.

Породы фундамента в разрезах северных скважин представлены переслаивающимися с осадками силлами базальтов, долеритов и габброидов, где базальты скв. 478 близки по составу толеитам и D- и N-типов, а скв. 477A и 481 – ферротолеитам различной степени железистости [Init. Repts DSDP. V. 64. 1981; V. 65. 1981]. Базальты силлов содержат до 20% вкрапленников зонального плагиоклаза (An₈₂₋₇₀) и оливина (Fo_{88,2-83,4}) в виде гломерокристов до 3 мм в диаметре. Основная масса базальтов пилотакситовой структуры содержит микролиты пироксена (кальциевого авгита), оливина и плагиоклаза в стекле.

На юге залива, в скважинах 474А, 475, пробуренных вблизи склона южной окраины Калифорнийского полуострова, достигнуты толеитовые базальты и габброиды повышенной железистости, перемежающиеся с нормальными магнезиальными толеитами. Аналогичная картина переслаивания магнезиальных и железистых базальтов наблюдается в скв. 482С, 483 и 485. При этом в скв. 482С железистые разности пород приурочены в основном к верхним горизонтам, внизу находятся магнезиальные толеиты. В скв. 483 наблюдается обратная картина приуроченности железистых разностей к нижним горизонтам, а магнезиальных – к верхним. Состав пород по разрезу скв. 485А изменяется незначительно. В основном это железистые базальты, с высоким содержанием титана, низкими содержаниями щелочей, стронция, бария и повышенной концентрацией никеля и хрома. Состав базальтов близок толеитам и D- и N-типа и ферротолеитам ВТП (табл. 6).

Таблица 6

	1(13)	2(6)	3(52)	4(19)	5(1)	6(34)	7(3)	8(114)
SiO,	48,38	48,45	49,40	49,46	47,32	49,43	48,00	49,28
TiO,	1,60	0,96	1,71	2,10	1,19	1,54	1,36	2,02
Al,Ô,	16,79	16,19	14,95	14,04	13,74	14,31	15,28	14,31
Fe,O,	3,08	1,69	1,96	2,46	1,71	2,35	2,77	2,69
FeO	6,34	7,11	8,46	9,34	8,94	8,15	6,50	8,76
MnO	0,19	0,16	0,19	0,20	0,13	0,18	0,15	0,19
MgO	6,95	9,49	7,32	6,88	10,25	7,89	9,50	7,58
CaO	11,99	12,39	11,85	11,30	8,31	11,88	11,30	11,15
Na,O	2,65	2,07	2,58	2,64	2,40	2,28	2,25	2,48
K,Õ	0,10	0,03	0,08	0,10	0,08	0,07	0,06	0,10
P,0,	0,17	0,07	0,15	0,19	0,12	0,12	0,19	0,18
П.n.n.	0,55	1,20	1,24	1,22	4,15	1,28	2,01	077
Сумма	99,79	99,81	99,89	99,93	99,34	99,48	99,37	99,51
\overline{f}	41,6	33,8	43,9	48,5	36,5	42,2	34,7	45,3
Rb	1,2	1,8	1,2	1,5		0,7	1,0	2,6
Sr	140	121	106	108	84	101	135	85
Ba	24	18	23	36		13		25
Zr	112	55	111	146	75	96	93	132
Ni	102	116	69	65	80	63	165	67
Cr	297	335	236	156	376	233	302	249
V	268	213	323	368	261	31	305	359
[La/Sm]	0.75	0.77	0.81	0.52		0.55		0.54

Химический состав пород Калифорнийской провинции

Примечание: 1 – скв. 474А: ферротолеиты СОХ, Na-тип; 2-4 – скв. 483: толеиты СОХ, N-тип (2), ферротолеиты СОХ, Na-тип (3,4); 5-6 – скв. 482С: толеиты СОХ, Na-тип (5), ферротолеиты СОХ, N-тип (6); 7-8 – скв. 485С: толеиты СОХ, N-тип (7), ферротолеиты СОХ, N-тип (8). [Init. Repts, DSDP, V. 64, 1982; V. 65, 1983].

Главным процессом, определившим вариации химического состава пород Калифорнийского рифта, была фракционная кристаллизация [Flower, 1980]. Разнообразие трендов вариации состава базальтов даже в пределах одной скважины глубоководного бурения сложно объяснить с позиции одноактного фракционирования в закрытой системе. Химический состав пород представляет собой результат неоднократно повторяющихся эпизодов перераспределения фенокристов в магматических камерах, которые, в свою очередь, были связаны с глубинными магматическими процессами. По мнению М.Г. Перфита с соавторами [Perfit et al., 1979] образование пород Калифорнийского залива могло произойти в результате частичного плавления нескольких мантийных источников или пространственно разнородной мантии, а разнообразие пород скважин возможно связано с эффектом смешивания различных составов. Установленные различия в химизме пород северной и южной группы скважин объясняются, составом мантийных источников, связанных с присутствием в разрезе северной части Калифорнийского залива компонентов субконтинентальной мантии.

Провинция Хуан де Фука

В расположенной в северной части океана вблизи Американского континента провинции Хуан де Фука, прослеживается горная система хребтов и желобов меридионального простирания, образующая цепочку современных рифтовых хребтов Эксплорер, Хуан де Фука и Горда (рис. 2Б). Находящийся на оси современного спрединга хребет Хуан де Фука сдвигается относительно Тихоокеанской плиты со скоростью около 3 см/год [Dixon et al., 1986]. Хребет 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 [Davis, Clague, 1987; Kay et al., 1970].

Провинция Хуан де Фука представляет собой геологическую систему, состоящую из структур, сложенных разными типами пород. Базальты провинции, в основном свежие стекловатые фрагменты лавовых потоков и шаровых лав, имеют 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. 7, гр. 1), а среди драгированных пород хребтов Эксплорер и Хуан де Фука обнаружены ультратитанистые ферротолеиты P-типа (табл. 7, гр. 3, 4).

На факторной диаграмме магматизма провинции (рис. 6а) 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-типов (табл. 7, гр. 7-9). Расположенная левее в отрицательной части

Таблица 7

	1(7)	2(22)	3(1)	4(1)	5(21)	6(2)	7(4)	8(45)	9(7)
SiO,	46,15	48,69	51,25	48,24	49,82	48,95	50,03	50,31	50,67
TiO,	1,07	1,74	2,33	3,53	1,89	2,65	1,01	1,52	1,89
$Al, \dot{O},$	15,42	13,55	15,60	10,69	13,83	13,15	16,47	15,24	14,56
FeO*	12,16	11,35	10,47	19,33	11,99	14,35	8,11	9,62	10,69
MnO	0,19	0,21	0,16	0,33	0,21	0,19	0,15	0,17	0,19
MgO	11,72	8,68	5,00	5,44	6,80	6,23	8,93	7,92	7,20
CaO	11,98	11,71	11,95	8,38	11,16	10,10	12,03	11,45	11,03
Na,O	1,97	2,41	3,24	2,79	2,54	2,72	2,62	2,64	2,71
K,Õ	0,08	0,30	0,58	0,53	0,16	0,13	0,05	0,13	0,17
$P_{2}O_{5}$	0,08	0,18	0,28	0,39	0,17	0,20	0,08	0,14	0,17
П.п.п.	0,28	0,46	0,84	1,47			0,10	0,11	0,12
Сумма	101,10	99,26	101,7	101,12	98,57	98,67	99,58	99,25	99,40
\overline{f}	36,8	42,3	54,0	66,6	49,7	56,2	33,8	40,5	45,4
Rb	3	7	7	10	1,6	2,0			
Sr	145	140	345	133	78	100	103	114	142
Ba	8	47		21	18	20			
Zr	72	116	164	280	163		60	109	113
Ni	464	93	66	147	50	33	180	134	134
Cr	432	323	177	171	104		378	322	325
V	183	276		400	388				
(La/Sm)n	0,47	0,91	1,23	0,92	0,64	0,71	0,39	0,62	0,82

Химический состав базальтов провинции Хуан де Фука

Примечание: 1-4 – зона Эксплорер [Cousens et al., 1983; Kay et al., 1970]: 1 – ферропикротолеиты; 2 – ферротолеиты Т-типа; 3 – ферротолеиты Е-типа; 4 – ультратитанистый ферротолеит Р-типа; 5-6 – хребет Хуан де Фука [Barr, Chase, 1976; Dixon et al., 1986]: 5 – ферротолеиты N-типа; 6 – ферротолеиты Р-типа; 7-9 – хребет Горда [Kay et al., 1970; Davis, Clague, 1987]: 7 – толеиты D-типа; 8 – толеиты N-типа; 9 – ферротолеиты N-типа. * – суммарное железо в виде FeO.

диаграммы область пород, слагающих южную зону Хуан де Фука отличается магнезиальным составом. Подобный состав при повышенной магнезиальности характерен для пород примыкающей к ней области состава пород зоны рифта Эксплорер (толеиты от D- до N-типа). А в правой части диаграммы расположена область, соответствующая группе фигуративных точек ферротолеитов северного блока хребта Хуан де Фука (табл. 7 (5-6)), направление вариации состава которых соответствует феннеровскому тренду вариации состава базальтов, обычно проявленному в условиях рифтогенеза. Тренд, соответствующий эволюции пород хребта Эксплорер направлен от ферропикротолеитов, ферротолеитов Т-, Е- и Р-типов (табл. 7, гр. 1-4).



Рис. 6а. Факторная диаграмма химизма пород провинции Хуан де Фука. Координаты центра (оксиды – в%): SiO₂ – 48,73; TiO₂ – 1,61; Al₂O₃ – 14,70; FeO – 10,72; MnO – 0,18; MgO – 8,13; CaO – 11,50; Na₂O – 2,43; K₂O – 0,21; P₂O₅ – 0,17.

Галапагосская провинция

Галапагосская провинция охватывает систему подводных хребтов, протягивающуюся от ВТП к периферическому подвижному поясу Америки (рис. 2В). Примыкающий к ВТП на востоке субширотный хребет Колон 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 и Наска – к югу), явилось причиной тектонического формирования Галапагосской рифтовой структуры [Hey et al., 1972; Holden, Dietz, 1972]. Изучение магматизма рифтовой зоны Галапагос проводилось по скважинам глубоководного бурения: на севере – 425 и 510, на юге – 424 и 506-509 [Init. Repts. DSDP. V. 54, 1980; V. 70, 1983] и по результатам драгирования [Clague et al., 1981; Puchelt, Emmerman, 1983; Perfit, 1983 и др.].

Расположенная в 62 км к северу от рифтовой структуры скв. 425 вскрыла 28,5 м океанического фундамента, представленного базальтами, имеющими максимальный возраст 1,8 млн лет. По Р. Эммерману с соавторами [Emmerman et al., 1983] базальты скважины представлены тремя петрографическими типами, отличающимися друг от друга степенью раскристаллизации пород и минералами-вкрапленниками. Базальты 1-го типа – афировые плагиоклазпироксеновые; 2-го типа – порфировые плагиоклаз-пироксеновые и 3-го типа – порфировые плагиоклаз-пироксеновые. Изучение магматизма рифта Галапагос обнаружило высокую степень вариации состава пород – от ферротолеитовых и толеитовых базальтов до риолитов. Базальты представлены свежими, как афировыми плагиоклазовыми, так и порфировыми плагиоклаз-оливиновыми. В железистых стекловатых базальтах, кроме лейст плагиоклаза и микролитов пироксена встречаются микролиты титаномагнетита. Общей особенностью химического состава толеитовых базальтов провинции Галапагос является широкое распространение наряду с магнезиальными и железистыми базальтами высокожелезистых и высокотитанистых разностей пород (табл. 8).

Факторный анализ данных состава драгированных и пород бурения Галапагосской провинции (рис. 6б) свидетельствует о существенном различии

Таблица 8

	1(5)	2(6)	3(2)	4(7)	5(12)	6(38)	7(9)	8(4)	9(28)
SiO,	50,48	51,10	52,15	49,90	50,48	50,56	50,56	50,70	50,33
TiO,	1,08	1,95	2,49	3,48	1,00	1,89	1,45	1,80	0,76
$Al_2 \dot{O}_3$	15,99	13,54	12,47	11,54	15,61	12,94	13,77	13,47	15,58
Fe,0,							2,30	2,93	1,61
FeO	8,93	13,07	15,84	17,65	9,22	13,30	9,76	10,27	6,94
MnO	0,17	0,22	0,24	0,25	0,16	0,21	0,20	0,21	0,16
Mg0	8,28	6,98	4,62	4,42	7,79	6,41	7,16	6,42	8,29
CaO	12,43	10,57	9,05	9,33	12,62	10,40	11,60	10,45	13,74
Na ₂ O	2,28	2,45	2,68	2,52	1,99	2,32	2,40	2,48	2,01
K_2O	0,06	0,13	0,32	0,18	0,07	0,09	0,09	0,11	0,03
P_2O_5	0,08	0,18	0,22	0,31	0,07	0,16	0,12	0,14	0,05
П.п.п.					0,72	0,94	0,44	0,36	0,30
Сумма	99,78	100,19	100,08	99,58	99,01	99,22	99,85	99,34	100,10
f	37,7	51,2	65,8	69,1	39,9	53,8	48,1	53,0	36,2
Rb					25,4	30,0	25,1	31,1	23,2
Sr	93	72	82	54	57	57	70	72	57
Zr	68	149	187	235	60	120	84	100	36
Ni	162	79	26	30	94	62	63	54	82
Cr	512	186	34	58	407	101	158	111	445
V	230	364	430	620	248		387	450	275
[La/Sm]n	0,44	0,86	0,86	0,66	0,32	0,41	0,47	0,48	0,30
(Yb)n	14,4	24,8	35,1	56,4	16,0	29,7	26,4	32,7	14,3

Химический состав базальтов Галапагосской провинции

Примечание: 1-4 – Галапагосский рифт [Clague et al., 1987]: 1 – толеиты СОХ, D-тип; 2-3 – ферротолеиты; 4 – ультратитанистые ферротолеиты, Р-тип; 5-6 – скв. 424, 425; 5 – толеиты СОХ, D-тип; 6 – ферротолеиты; 7 – скв. 506, толеиты СОХ, N-тип; 8 – скв. 507, ферротолеиты; 9 – скв. 510, толеиты СОХ, D-тип.



Рис. 66. Факторная диаграмма химизма Галапагосской провинции. Координаты центра (оксиды – в%): SiO₂ – 50,60; TiO₂ – 1,62; Al₂O₃ – 13,55; FeO – 12,27; MnO – 0,19; MgO – 6,90; CaO – 11,11; Na₂O – 2,20; K₂O – 0,09; P₂O₅ – 0,14.

магматизма западной и восточной зон провинции: преобладание ассоциаций магнезиальных типов базальтов в западной зоне и ферротитанистых – в восточной. Для области, оконтуривающей составы пород скв. 425 и нижних горизонтов скв. 424 характерны деплетированные толеиты, близкие D-типу драгированных базальтов Галапагосского рифта (табл. 8, гр. 1). Контуры областей, соответствующие разным типам пород скв. 425 и нижнего горизонта 424 представлены эллипсоидами на оси I фактора. Для верхних горизонтов скв. 424 характерны ферротолеиты, область фигуративных точек которых расположена в центральной части графика.

Разными составами базальтов характеризуются восточная и западная зоны Галапагосского рифта (95⁰ и 85⁰ з.д.) [Clague et al., 1981]. Так, в восточной зоне драгированы деплетированные толеиты и ферротолеиты, а в западной - ферротолеиты и ультратитанистые ферротолеиты, Отмечается также тренд накопления щелочей в ферротолеитах восточной части рифта (табл. 8). В ферротолеитах восточной части рифта намечается тренд увеличения щелочей, отмеченный штрих-пунктирной линией. Оконтуривающие составы драгированных в зоне рифта ферротолеитов область на диаграмме соответствуют различной степени железистости базальтов 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 калиевые ферротолеиты, отличаются повышенными содержаниями калия и титана (табл. 8, гр. 3). В области, расположенной в правой части диаграммы, наряду с низкокалиевыми титанистыми ферротолеитами рифтовой зоны находятся фигуративные точки ультратитанистых аномальных ферротолеитов

плюмового типа (Р-тип) (табл. 8, гр. 4); подобные породы также драгированы и в Галапагосском рифте.

Изучение накопления концентраций лёгких редкоземельных элементов, выраженного отношением нормированных концентраций лантана к самарию ([La/Sm]_n и уровня концентраций тяжёлых р.з.э ([Yb]_n) в разных типах пород провинций восточной части Тихого океана показало существенные различия значений этих величин (рис. 7). На диаграмме чётко прослеживаются тренды трех дифференцированных серий. Выделенная в Галапагосской провинции первая существенно дифференцированная серия пород характеризуется изменением их состава от толеитов к ферротолеитам и далее к железистым андезитам и риодацитам. Вторая дифференцированная серия пород зоны Эксплорер представлена высокожелезистыми пикротолеитами и толеитами, которые сменяются ферротолеитами. Для пород этих серий характерно умеренное накопление железа, титана и калия с одновременным увеличением уровня концентраций лёгких и незначительным ростом тяжёлых р.з.э. Менее дифференцированные ферротолеитовые плюмовые серии рифтовых структур Эксплорер, Хуан де Фука и Галапагос, отличаются скачкообразным падением содержания маг-



Рис. 7. Диаграмма зависимости нормированных содержаний иттербия и отношения лантана к самарию в толеитовых базальтах восточной части Тихого океана. Данные драгирования по образцам из структур: 1 – Восточно-Тихо-океанское поднятие; 2 – Галапагосская зона спрединга, 3 – зоны Эксплорер и Хуан де Фука; 4 – разломные зоны Гаррет и Квебрада; станции глубоководного бурения; 5 – скв. 319; 6 – скв. 427; 7 – скв. 428; 8 – скв. 482А; 9 – скв. 485А; 10 – скв. 424; тренды изменчивости: 11 – Галапагосской зоны, 12 – зоны Эксплорер.

ния, ростом концентраций железа и титана и сохранением пониженного уровня отношения лёгких р.з.э. ([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 ферропикротолеитового состава без дифференциатов повышенной кремнекислотности, 3 – слабо дифференцированная ферротолеитовая с высокой концентрацией железа и титана и низким содержанием магния.

Уникальная по разнообразию типов базальтов Галапагосская провинция характеризуется гетерогенными по составу слоями и блоками литосферы, что находит свое объяснение в сложной и напряженной истории развития провинции в кайнозое. Толеиты D- и N-типов связаны, вероятно, с плавлением верхних деплетированных слоев литосферы относятся по времени формирования океанической коры к миоцену – началу плиоцена. Базальты T-, P- и Е-типов изливались в различные стадии формирования спрединговой структуры в плиоцен-плейстоценовое время. Источником этих магм были магматические очаги глубинных недеплетированных расплавов верхней мантии при его подъёме к поверхности в виде в виде диапира (плюма).

Южно-Тихоокеанская провинция

Подобно ВТП Южно-Тихоокеанское поднятие (ЮТП) ограничено узким протяженным жёлобом и расположенными на его продолжении пологими депрессиями. Указывая на сходство строения поднятий Г.Б. Удинцев [1987] отмечает в рельефе дна высокую сейсмическую активность, в результате которой сформировались разломные зоны узких и глубоких (до 5 км) желобов и хребтов общей шириной до 50-80 км. Формирование рельефа дна провинции происходило с позднечетвертичного времени в результате спрединга океанической коры вдоль ЮТП и южной части ВТП.

Вулканические породы, драгированные в различных зонах хребта ЮТП, представлены оливиновыми и кварцевыми базальтами. Порфировые породы часто изменены и содержат фенокристы плагиоклаза и оливина. Состав базальтов ЮТП меняется от толеитов N-типа до ферротолеитовых разностей с повышенным содержанием калия (табл. 9). Толеиты характеризуются низкими концентрациями щелочей и литофильных микроэлементов (Rb, Ba), а также пониженным, в сравнении с типичными толеитами СОХ, содержанием никеля и повышенным хрома и ванадия. Ферротолеитам свойственны высокие концентрации железа и титана и пониженные глинозёма; уровни концентраций литофильных микропримесей в ферротолеитах несколько повышены, а в сидерофильных – понижены.

Близкие по петрогеохимическим характеристикам базальтам СОХ толеитовые базальты ЮТП вскрыты серией скважин глубоководного бурения в западной части ЮТП [Init. Rept. DSDP. V. 29, 1975]. В скв. 274, пробуренной в бассейне Баллени, на глубине 400 м достигнуты эоценовые толеитовые базальты, основная масса которых от интергранулярной до диабазовой структуры имеет вторичные изменения. Вкрапленники представлены фенокристами и микрофенокристами лабрадора, присутствуют микролиты плагиоклаза и клинопироксена. Состав базальтов скв. 274 отличается повышенными концентрациями титана, калия, рубидия и бария, что характеризует их как толеиты СОХ Т-типа (табл. 9).

Таблица 9

	1(3)	2(3)	3(2)	4(1)	5(9)	6(5)	7(4)	8(4)
SiO,	50,52	49,85	50,01	49,79	48,43	47,38	48,58	46,95
TiO_2	1,43	1,68	2,18	2,01	1,67	0,96	1,42	1,00
Al_2O_3	15,00	15,26	13,44	16,03	1619	16,50	14,88	17,80
Fe_2O_3	1,45	4,37	5,85	1,74	5,08	4,31	3,35	4,13
FeO	7,47	5,55	7,04	9,84	4,01	3,84	5,71	4,60
MnO	0,15	0,15	0,20	0,18	0,15	0,13	0,11	0,12
MgO	7,33	6,16	6,21	6,67	5,40	7,20	7,06	8,03
CaO	11,93	11,62	9,81	8,65	8,83	13,37	12,22	7,88
Na ₂ O	2,67	2,89	2,77	3,16	2,71	1,81	2,24	2,39
$K_2 O$	0,14	0,37	0,39	0,83	0,73	0,28	0,21	0,09
P_2O_5	0,12	0,15	0,11	0,20	0,29	0,20	0,27	0,19
П.п.п.	0,94	1,62	1,95	0,67	6,3	3,45	4,02	6,45
Сумма	99,15	99,67	99,96	99,77	99,69	99,58	100,07	99,63
f	40,2	46,3	52,6	49,0	47,1	37,5	41,9	36,7
Rb	2,4	12	6,2	19	6,3	0,8	7,0	
Ba			17	200	60	21	62	26
Ni	75		43	96	100	280	144	282
Со	42		38	42	52	39	58	56
Cr	320		104	270	235	280	129	318
V	260		345	170	283	208	270	212
[La/Sm]n						0,90	1,57	0,50

Химический состав пород Южно-Тихоокеанской провинции

Примечание: 1-3 – Южно-Тихоокеанское поднятие [Campsie et al., 1983]: толеиты СОХ N-тип (1), калиевые ферротолеиты (2, 3); 4 – море Росса, субщелочной базальт [Campsie et al., 1983]; 5 – скв. 274, толеиты СОХ, Е-тип; 6 – скв. 278, толеиты СОХ, N-тип; 7 – скв. 279А, толеиты СОХ, Е-тип; 8 – скв. 280А, толеиты СОХ, D-тип.

В бассейне Эмеральд юго-восточнее хребта Маккуори скважиной 278 вскрыты среднеолигоценовые пиллоу-лавы толеитов с темными стекловатыми корками закаливания. Базальты содержат до 21% фенокристов зонального плагиоклаза (An_{64} в ядре и An_{30} по краям). Основная масса интерсертальной структуры сложена лейстами плагиоклаза (An_{50-44}), окруженного выделениями клинопироксена в стекловатом мезостазисе вкрапленников оливина и красновато-коричневой шпинели. Состав базальтов отличается низкими концентрациями титана, щелочей, рубидия и бария и пониженным отношением лантана к самарию (меньше 1), что характеризует их как толеиты СОХ N-типа.

Массивные потоки темно-серых раскристаллизованных базальтов раннемиоценового возраста, вскрыты в скв. 279. Основная масса базальтов, характеризующаяся интерсертальной или интергранулярной структурой,
состоит из плагиоклаза, клинопироксена, оливина, титаномагнетита в часто изменённом стекловатом мезостазисе. Присутствующие в базальтах фенокристы (менее 3%), представлены плагиоклазом, оливином и клинопироксеном. Состав базальтов скважины варьирует от базальтов СОХ N-типа до Е-типа с повышенным значением отношения лантана к самарию. Раннеи средне-эоценовые пачки базальтов вскрыты (скв. 280А) в южной части Тасманова моря, представляющих собой зелено-чёрные раскристаллизованные массивные породы, содержащие вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. Структура основной массы базальтов меняется от радиальной до сферолитовой, вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и магнетитом. Состав базальтов скважины близок к D-типу COX отличаясь пониженными содержаниями титана, щелочей и лёгких р.з.э. (табл. 9). В разных блоках провинции состав пород характеризуется сходством с базальтами ВТП, варьируя от толеитов СОХ D и N-типов до обогащённых толеитов Е-типа и калиевых ферротолеитов.

Общие особенности формирования ассоциаций базальтоидов ВТП

Обычно в основанных на экспериментальных данных моделях происхождения и дифференциации базальтовых магм предполагается, что причинами образования и излияния магм являются высокий тепловой режим мантии океана и декомпрессия при рифтогенном растяжении океанической коры. 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. Большая вероятность образования расплава на этих глубинах подтверждается фактом, что на этих горизонтах в результате пересечения кривой солидуса реально формирование и адиабатический подъём вещества верхней мантии. Однако образование расплава вполне вероятно и на меньшей глубине в результате раздвига океанической коры и эффекта декомпрессии. При том, что широкое развитие на флангах ВТП ассоциаций пород переходного Т- и обогащённого Е-типов свидетельствует о вероятности существования фланговых магматических камер, более глубинные первичные магмы в которых, выплавленные при меньшей степени парциального плавления субстрата верхней мантии, были источником формирования ассоциаций подщелоченных Т- и Е-типов базальтов COX.

Обобщение особенностей вариаций состава вулканитов в пределах каждой из рассматриваемых в работе структурных зон и провинций показало преобладание феннеровского тренда эволюции с различной степенью дифференцированности пород. Этот тренд дифференциации явно прослеживается для серий магматических пород различных зон на диаграмме A(Na₂O+K₂O)--F(FeO)-M(MgO) (рис. 8). Фигуративные точки состава толеитовых базальтов восточной части океана на диаграмме сконцентрированы в ограниченной области эллипсоидной формы, расположенной в левой низкощелочной области диаграммы между трендом дифференциации Скаергаардской интрузии [Уэджер, Браун, 1970] и линией, отделяющей поле толеитовых серий от субщелочных [Irvin, Baragar, 1971]. Тренды вариации состава пород – от деплетированных к нормальным и далее к ферротолеитовым разностям в сравнении с зонами срединного хребта характеризуются более существенной протяжённостью магматических серий молодых рифтовых зон, окаймляющих ВТП (Хуан де Фука, Горда и Галапагос), в которых в значительно большей степени проявлены



Рис. 8. Диаграмма зависимости A(Na₂O+K₂O)-F(FeO)-M(MgO) в базальтах восточной части Тихого океана.

1 – толеиты D-типа; 2 – толеиты N-типа; 3 – ферротолеиты и ферротита-нистые базальты; 4-8 – тренды изменчивости состава пород (даны цифровые обозначения районов драгирования и скважин бурения): 4 – Восточно-Тихоокеанское поднятие (1 – север ВТОП, [Juteau et al., 1980], 2 – скв. 319А); 5 – Перуанская котловина (3); 6 – скв. 597 (4); 7 – провинция Хуан де Фука (5 – хребет Хуан де Фука, 6 – хребет Эксплорер); 8 – Галапагосская провинция (7 – Галапагосский рифт, 8 – Галапагосские о-ва); 9 – тренд дифференции пород Скаергаардской интрузии (I-I) [Уэджер, Браун, 1970] и разграничительная линия для пород толеитовых и известково-щелочных серий (II-II) [Irvin, Baragar, 1970]; 10 – область фигуративных точек толеитовых базальтов. высокожелезистые ультратитанистые базальты. Наиболее широко распространены базальты COX N-типа, в подчинённом деплетированные магнезиальные толеиты D-типа. Главные серии хребта ВТП и молодых рифтовых зон на диаграмме расположены на минимальном уровне щелочности.

«Подщелоченные» толеиты и ферротолеиты СОХ, характеризующиеся одновременным увеличением содержания натрия и калия (переходного – Т- и обогащённого – Е-типов) широко развиты на всем протяжении ВТП. Переходный (Т-тип) базальтов проявлен в зонах нарушения центров спрединга рифтовой структуры поднятия (OSC), в драгировках и скважинах глубоководного бурения фланговых зон ВТП. Обогащенные субщелочные базальты (Е тип) большей частью встречены на вершинах возвышенностей вблизи ВТП, на Галапагосских островах и на Южно-Галапагосском поднятии.

Фиксируемые сейсмотомографическими данными магматические очаги, находящиеся непосредственно под срединным хребтом ассоциируют с зонами низкоскоростных сейсмических волн. На основании изучения теплового режима магматических очагов, проведённого многими исследователями [Klein, et al., 1987; Langmuir et al., 1992], получены данные результатов расчёта температур ликвидуса для базальтов срединно-океанического хребта, свидетельствующие о том, что максимальные температуры определяются в центральных верхних частях магматических камер, формирующихся поднимающимися из верхней мантии астеносферных диапиров или магматических колонн, которые соответствуют областям зон генерации или зон максимального расплавления мантийных пород.

Моделирование происхождения и дифференциации базальтовых магм показало, что при растяжении океанической коры срединного хребта под действием астеносферного плюма и частичного плавления субстрата верхней мантии образовавшийся первичный мантийный расплав обретает способность к отделению от твердого остатка. Состав пород определяется глубиной, степенью плавления и составом субстрата верхней мантии. На основании установленной зависимости состава океанических пород от глубины формирования [Langmuir et al., 1992], т.е. по мере углубления зоны плавления и уменьшения степени частичного плавления мантийного субстрата содержания Na₂O в первичном расплаве повышаются, а FeO – снижаются, т.е. значения натрия железа в породах связаны соответственно прямой и обратной линейной зависимостью с глубиной их формирования.

Значения Na8 и Fe8, пересчитанные для MgO=8%, вычисляются по формулам:

 $Na_8 = Na_2O + 0.373 * (MgO) - 2.98; Fe_8 = FeO + 1.644 * (MgO) - 13.313.$

Эти величины, рассчитанные для базальтов восточной зоны океана, представлены на диаграмме, основанной на экспериментальных данных формирования расплава вблизи солидуса при разных начальных давлениях (12, 20, 30 и 40 кбар) и последующих вариациях его состава в результате равновесного или фракционного плавления первичных расплавов (рис. 9). Тренды, соответствующие началу формирования расплавов на разных уровнях глубинности, представляют собой кривые, ориентирванные от формирующихся на глубине (при максимальных значениях натрия вблизи солидуса) по направлению к основанию коры (с наиболее низкими значениями натрия).

Как видно на диаграмме (рис. 9), области фигуративных точек рассматриваемых базальтов Тихого океана находятся на разных уровнях глубинности (значениях Na₈) в интервале между трендами начального плавления 20 и 30 кбар. Область фигуративных точек базальтов хребта ВТП пересекает тренд плавления, начинающийся с 20 кбар на уровне 13-14 кбар. На более высоких уровнях глубинности ближе к тренду, начинающемуся от 30 кбар, на уровне 28-25 кбар расположена область базальтов разлома Сикейрос.



Рис. 9. Экспериментальные данные по равновесному (квадраты) и фракционному (залитые квадраты) плавлению. Каждый тренд соответствует изменению состава расплавов, формирующихся на глубине вблизи солидуса (с наивысшими содержаниями натрия) и у основания коры (с наиболее низкими содержаниями натрия). Каждая точка кривой соответствует изменению давления на 1кбар.

З.Ф. – зона Фэймоус, Атлантический океан; Тихий океан: Г.Р. – Галапагосский рифт; ХдФ – Хуан де Фука; Р.С. – разлом Сикейрос; аномальные ультратитанистые базальты ВТП – (*), Галапагос (+). На меньшей глубине находятся фигуративные точки базальтов хребта Хуан де Фука. Ещё ближе к основанию океанической коры формировались расплавы Галапагосского рифта. Ориентируясь на тренды плавления мантийного субстрата можно предполагать, что формирование первичных расплавов происходило на разных уровнях глубинности и давления, начальные стадии которых находятся между 20 и 30 кбарами. Точки, соответствующие расплавам ультратитанистых базальтов ВТП и Галапагосского рифта ассоциируют с фракционированными расплавами, формирование которых начиналось при давлении более 40 кбар.

В рифтовой зоне довольно быстрое и непрерывное излияние базальтовых магм через тонкую океаническую кору препятствовало образованию обогащённых некогерентными элементами флюидов. Согласно модели «динамического плавления» С. Лангмюра подъём 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 образовавшегося на флангах поднятия в результате меньшей степени плавления мантийного субстрата расплава предопределён уже в первичных магмах и отличается от первичных магм центральных зон повышенными щелочностью и концентрациями некогерентных элементов-примесей (эффект подщелачивания).

Расчёты температур первичных расплавов толеитов СОХ по петрологическим параметрам показали более высокие значения для деплетированных толеитов (D-тип) в сравнении с нормальными (N-тип). Результаты расчёта условий кристаллизации магнезиальных разностей толеитов показали: T = ~1250°-1200° и P = ~ 3,5-4 кбар (программа Комагмат [Арискин, Бармина, 2000]).

В соответствии с полученной методом расчетного моделирования условий формирования родоначальных расплавов толеитовых базальтов океана T-P диаграмме (рис. 10) топография поверхности, вдоль которой формируются родоначальные расплавы имеет сложную форму.

Базальты с повышенным содержанием железа и титана (ферротолеиты) являются продуктами глубокой дифференциации толеитов D-типа. Согласно расчётным данным, они формируются в магматических камерах при температуре 1150-1200° С и давлении 1-2кбар (Дмитриев и др., 1990). Отмечены также положения родоначальных расплавов толеитов N-и D-типов и наиболее вероятные в P-T координатах для К-толеитов и ферротолеитов.

Проблема взаимодействия с расплавом воды, проникающей на глубину до 8 км [Базылев, 1992] при спрединге океанической коры СОХ представляет несомненный интерес, поскольку присутствие воды даже в незначительном объёме (до 0,5%) в расплаве вдвое снижает его вязкость и соответственно увеличивает возможность подъёма расплава на поверхность [Лебедев, Хитаров, 1994]. Кроме того, присутствие воды охлаждает магму, что, по-видимому, также является причиной того, что после магнезиальных толеитов следуют толеиты N-типа, для формирования которых достаточны более низкие температуры.

В общем, в моделях эволюции океанического магматизма многие авторы, обычно исходят из представления о непрерывности изменения состава пород. Однако, учитывая дискретность состава базальтов и разделение их на типы, маловероятно, что каждый из типов формировался в особых условиях. Главную роль в появлении на поверхности ложа океана базальтов разных типов играет пульсационный (дискретный) режим излияний лав различного

состава, соответствующие породы которых чередуются в скважинах бурения. Скорее всего, типы пород, формирующие океаническое дно, образуются в результате фракционирования магматического субстрата, дискретно поступающего в магматическую камеру, подобно периодическому извержению вулканов на гребне срединно-океанического хребта. С другой стороны, по А.В. Соболеву [1997], составы родоначальных расплавов ТОР-1 (D-тип) и ТОР-2 (N-тип) отражают условия их отделения соответственно от шпинелевой и плагиоклазовой фаций мантийного источника, а базальты, обогащённые железом и титаном, являются продуктами их глубокой дифференциации при температурах 1150-12000 и давлении 1-2 кбар в долго живущих магматических камерах.

Таким образом, результаты изучения магматизма восточной части Тихого океана свидетельствуют об эволюции и зональности магматизма провинций, обусловленной геодинамической обстановкой формирования тектоно магматических структур ложа океана при



Рис. 10. Т-Р-диаграмма условий формирования родоначальных расплавов толеитовых базальтов океана (по Соболев, Никогосян, 1994; Соболев, 1997).

 линия сухого солидуса; 2 – солидус в условиях насыщения H₂O и CO₂; 3 – геотерма океанов; 4 – геотерма для модели двухслойной конвекции мантии; 5 – траектория адиабатического подъёма мантии. существенной неоднородности субстрата верхней мантии. Большое значение имеют условия (параметры) выплавления 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. Преобладание ассоциаций толеитов и ферротолеитов 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-толеиты и K-ферротолеиты).

Сравнение расчётных скоростей спрединга в разных блоках срединноокеанического хребта выявил наибольшие скорости в северных и близэкваториальных блоках хребта ВТП, к которым приурочены ассоциации магнезиальных деплетированных толеитов; более фракционированные ферротолеитовые базальты преобладают в южных блоках ВТП.

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 учётом распределения концентраций редкоземельных элементов в разных провинциях восточной части дна океана выделены петрогенетические серии с разной степенью и характером дифференциациии, с соответственно различающейся по составу исходной магмой.

ГЛАВА 4 ПРОВИНЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ХРЕБТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Восточнее срединно-океанического поднятия ВТП в центре океанической впадины расположены протянувшиеся на расстояние около 6 тыс км линейные цепи вулканических островов и подводных гор Гавайского-Императорского архипелага, состоящего более чем из 100 щитовых вулканических построек и подводных гайотов (рис. 11). Вулканы Гавайско-Императорского хребта сложены на 95-99% титанистыми толеитовыми базальтами так называемого гавайского типа и менее 5% их объема составляют породы дифференцированных субщелочных (анкарамиты, гавайиты, муджиериты, бенмореиты, трахиты) и щелочно-базальтовых (нефелиновые базальты и базаниты, нефелиниты) серий [Macdonald, Katsura, 1964; Clague, Dalrymple, 1987].

Гавайско-Императорская вулканическая система

Формирование субмеридианальной вулканической системы хребтов Гавайско-Императорского архипелага начиналось от границы мела и палеогена до настоящего времени на протяжении более 65 млн лет. Мощность земной коры в основании Гавайского хребта увеличивается с омоложением вулканов. Под Гавайями отмечены уплотнения в нижнем слое астеносферы (глубиной от 140 до 220 км), что позволяет предполагать образование вулканических островов в результате постепенного раскрытия глубинного разлома, формирующегося в условиях движения океанической плиты из экваториальной зоны к северо-западу и увеличения величины её «изгиба». Глубинное сейсмическое зондирование ложа океана под Императорским хребтом выявило крупное разуплотнение

в подастеносферном слое и нижнем слое астеносферы, которое, по-видимому, сформировано восходящими потоками расплава, образующегося в раскрывающемся разломе [Косыгин, Врублевский, 1998].

Особенностью этой Гавайской островной системы является общее увеличение возраста вулканов в северо-запад-



Рис. 11. Схематическая карта морфоструктур Гавайско-Императорского хребта. Точками отмечены вулканы [Still et al., 1986].

ном направлении для Гавайского хребта и в северном направлении- Императорского. Модель «горячей точки», основанная на увеличении возраста от действующего вулкана о-ва Гавайи до о-ва Лаперуз в течение 12 млн лет поддерживается многими исследователями. Что касается северо-западной части Гавайского хребта и всего Императорского хребта, то возникает сложность в интерпретации геохронологических данных, относящихся к разрозненным вулканам удаленным друг от друга на значительные расстояния. По этой причине Гавайско-Императорская вулканическая система описывается как две провинции: Гавайская олигоцен-голоценовая и Императорская палеогеновая.

Гавайская провинция охватывает острова и подводные горы одноименного хребта, протягивающегося на расстояние около 3 тыс км. Средняя ширина хребта по изобате 4 тыс м 100-120 км. Горы Гавайского архипелага поднимаются на 3-4 км над уровнем океана и, более чем на 10 км, над дном соседних впадин. По обе стороны от хребта выделяются прогибы, обрамлённые широкими пологими поднятиями шириной до 80 км, называемые Гавайским валом. Наибольший из островов Гавайи диаметром более 100 км состоит из пяти сомкнувшихся действующих вулканов; на других островах также расположены несколько потухших вулканов. Наблюдается тенденция увеличения мощности земной коры Гавайского архипелага и утолщения 3-го слоя океанической коры в направлении снижения возраста вулканических образований. Повышенная мощность земной коры под Гавайским хребтом по сравнению с окружающими абиссальными площадями позволяют предполагать существование в цоколе хребта относительно древнего поднятия, на которое наложилась позднекайнозойская вулканическая зона [Меланхолина, 1988].

Изучение характера вулканизма Гавайского архипелага выявило закономерное изменение состава пород в процессе развития и старения вулканов. Стадии формирования вулканов представлены стадиями: (1) излияние жидких толеитовых лав и образование щитовой вулканической постройки; (2) заполнение кальдеры лавами толеитового и субщелочного состава; (3) посткальдерная – появления на вершине щита лав субщелочных магматических серий, (4) постэрозионная – излияния щелочных базальтов. Все стадии эволюции прошли в основном более древние вулканы архипелага; молодые активные вулканы о-ва Гавайи Мауна Лоа и Килауэа остановились в своем развитии на второй стадии.

Толеитовая серия Гавайских островов менее дифференцирована, чем щелочные и состоит из толеитов, оливиновых толеитов, пикробазальтов, океанитов и небольшого количества исландитов и риодацитов. Толеиты Гавайских островов меняются от афанитовых плотных разностей до порфировых пузыристых лав, текстура пород которых обычно интерсертальная. Оливиновые толеиты, часто порфировые, содержат значительное количество фенокристов оливина (Fo₈₄₋₈₇); субкристаллический базис их состоит из плагиоклаза (An₆₀₋₆₅), авгита и тахилита, насыщенного рудным веществом. Фракции пироксена варьируют по составу от Ca₄₁Mg₄₉Fe₁₀ до Ca₃₁Mg₄₇Fe₂₂. Кварцевые толеиты содержат включения плагиоклаза (An₆₀₋₄₃), небольшие количества гиперстена, часто окаймленного пижонитом, и зонального субкальциевого авгита (Ca₂₀Mg₅₈Fe₂₂ - Ca₃₀Mg₃₉Fe₃₁) [Йодер, Тилли, 1965].

Состав гавайских толеитов калиево-натриевый титанистый (табл. 10), для них характерна также высокая степень дифференциации магмы: они образуют непрерывную серию от пикритов (19-21% MgO) до пересыщенных (кварцнормативных) толеитов (6,5-7% MgO). Петрохимическое изучение серии пород из лавовых потоков островов показало, что главным процессом,

Таблица 10

	1(4)	2(4)	3(3)	4(6)	5(7)	6(2)	7(6)	8(10)	9(20)	10(35)
SiO,	47,65	49,65	50,77	46,59	49,41	48,83	49,75	48,62	49,40	45,40
TiO,	1,75	2,40	2,51	1,96	2,50	2,09	2,49	1,73	2,50	3,00
Al_{0}	9,93	12,70	13,59	9,62	12,33	11,80	12,70	11,11	13,90	14,70
$Fe_{2}O_{3}$	3,88	3,70	4,31	12,76	12,40	12,36	12,44	3,02	3,00	4,10
FeO	8,63	7,98	7,82					9,55	8,50	9,20
MnO	0,16	0,24	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,19	0,20	0,20
Mg0	18,07	10,03	7,17	17,85	8,76	12,02	8,85	10,58	8,40	7,80
CaO	8,67	10,77	10,83	8,56	11,42	10,18	10,70	11,19	10,30	10,50
Na_2O	1,60	2,05	2,34	1,78	2,23	2,02	2,17	3,28	2,20	3,00
<i>K</i> , <i>O</i>	0,30	0,41	0,44	0,41	0,53	0,34	0,43	0,56	0,40	1,00
$P_{2}O_{5}$	0,21	0,30	0,30	0,18	0,23	0,20	0,23		0,30	0,40
П.п.п.	0,23	0,24	0,20					0,10		
Сумма	101,08	100,47	100,46	99,87	99,90	100,0	99,92	99,93	99,10	99,30
f	27,3	38,8	47,8	26,5	41,7	34,2	41,5	39,5	41,6	48,1
Rb	13,0	12	11,1	7,5	8,6	5,8	7,6	11		
Sr				264	338	276	311	560	383	607
Ba	109	107	113	140	173	91	110	328	120	420
Zr	101	146	149						131	149
Ni	790	270	107	722	178	344	217		235	219
Cr	1123	640	353	1014	399	696	432		567	433
[La/Sm] _n	3,3	3,4	3,3					6,26	9,42	

Химический состав вулканических пород Гавайских островов

Примечание: 1-7 – о-в Гавайи, вулкан Кулауэа; 1-3 – современные лавы [Casadevall, Dzurisin, 1987]: пикриты (1), оливиновые толеиты (2), кварцевые толеиты (3); 4, 5 – лавы извержения 1959 года [Gunn, 1971]: пикриты (4), толеиты (5); 6, 7 – доисторические лавы [Gunn, 1971]: оливиновые толеиты (6), толеиты (7); 8 – о-в Оаху, субщелочные базальты [Kay et al., 1970] (8); 9-10 – средний состав базальтов Гавайских островов [Jackson et al., 1976; Macdonald, 1968]: оливиновые толеиты (9), субщелочные оливиновые базальты (10).

обусловившим образование гавайской серии, являлась кристаллизационная дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы (9-13% MgO) в результате фракционирования фенокристаллов оливина, реже плагиоклаза и клинопироксена [Gunn, 1971; Бородин, 1981].

Отношение изотопов стронция ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в породах Гавайского архипелага (вулкан Халеакала), выше для толеитов (0,70387 в сравнении с отношениями изотопов в щелочных базальтах (0,70314) [Chen, Frey, 1983], что доказывает значительно большую роль плюмовой компоненты в выплавлении гавайских толеитов в сравнении с щелочными базальтами, значение отношения изотопов в которых близко к отношению изотопов в срединноокеанических хребтах.

В связи с тем, что одной из характерных петрохимических черт гавайских толеитов является повышенное содержание титана при относительно низких концентрациях натрия и особенно калия и повышенных концентрациях крупноионных микроэлементов, при объяснении их генезиса предполагается, что исходный субстрат имеет, скорее всего, состав промежуточный между ильменит-гранатовыми лерцолитами и вебстеритами, определяющими особенности химизма гавайского типа в отличие их от толеитов COX, связанных с плавлением менее глубинного слоя шпинелевых низкотитанистых перидотитов.

Императорская провинция оконтуривает более сорока вулканических построек, представленных гайотами и подводными горами Императорского хребта, мощность земной коры которого в отличие от Гавайского мало отличается от мощности коры окружающих абиссальных плит.

Центральная часть Императорского хребта, включающая гайоты Суйко, Нинтоку и Оджин, опробована скважинами глубоководного бурения 433, 432, 430. В северной части изучен гайот Мейдзи (скв. 192); южная, охватывающая группу гайотов Милуоки, охарактеризована драгировочными работами. Данные по строению и составу вулканогенного фундамента гайота Суйко получены в скв. 433С, вскрывшей толщу базальтов мощностью около 350 м, состоящую из 67 потоков мощностью от 2 до 20 м, которые включают 114 слоев (от одного до шести в каждом потоке). Три верхних потока представлены щелочными базальтами кальдерной стадии, все другие- толеитами и более редкими субщелочными и пикритовыми базальтами главной стадии формирования вулканической постройки [Init. Rept. DSDP. V. 55, 1980]. В результате диагностики проб разреза скв. 433С по петрохимическим, геохимическим и минералогическим признакам были выделены: пикриты (океаниты), пикротолеиты, оливиновые толеиты, ферротолеиты, толеиты переходные (НТ-тип), субщелочные базальты (табл. 11). Все типы пород сходны по минеральному составу, состоящему из высокомагнезиального оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, высокохромистой шпинели, титаномагнетита и ильменита, отличаясь

Таблица 11

	1(7)	2(85)	3(20)	4(17)	5(26)	6(14)	7(2)	8(22)	9(4)
SiO,	43,72	46,55	48,06	45,84	45,89	45,83	48,27	49,09	47,00
TiO,	1,17	2,12	2,51	2,34	2,26	2,74	2,77	2,94	2,72
Al2O,	8,29	13,96	14,59	14,64	14,24	15,15	15,36	15,67	16,24
Fe_{0}	2,28	4,94	3,84	7,18	8,79	6,78	3,24	3,26	2,86
FeO	10,14	7,34	8,36	6,35	4,53	6,22	8,96	8,48	9,45
MnO	0,17	0,16	0,15	0,18	0,17	0,15	0,18	0,11	0,15
Mg0	23,00	9,45	6,69	7,11	7,86	6,86	5,52	4,41	6,01
CaO	5,14	888	10,14	9,68	7,68	9,12	1101	7,10	9,30
Na ₂ O	1,43	2,49	2,68	2,60	2,82	2,99	2,90	4,11	3,06
<i>K</i> , <i>Ô</i>	0,45	0,35	0,39	0,49	1,04	0,88	0,36	1,62	1,02
P_2O_5	0,12	0,31	0,29	0,33	0,35	0,37	0,29	1,10	0,56
$H2O^+$	4,50	3,71	1,87	2,53	2,75	1,96		2,01	
H2O ⁻			1,24	0,77	1,16	0,90	1,43	1,02	2,13
Co,	0,21					0,17		0,07	
Сумма	100,20	100,26	100,81	100,05	99,54	99,95	100,29	100,99	100,50
f	22,9	41,2	49,8	50,3	47,0	50,2	54,7	59,2	52,8
Rb	7	4	5	9	9	7	2,2	27	14
Sr	105	276	311	330	312	344	392	587	529
Ba	49	66	73	63	62	117	116	365	326
Zr	58	127	159	140	142	180	171	414	182
Ni	875	208	63	87	69	98	59	19	68
Cr	550	281	130	126	114	159	97	21	100
V	116	216	282	187	184	270	305	188	248

Химический состав вулканических пород гайотов Императорского хребта

Примечание: Центральная часть хребта: 1-6 – скв. 433С: пикрит (1), оливиновый толеит (2), кварцнормативный толеит (3), ферротолеит (4), оливиновый толеит переходный НТ (5), субщелочной базальт (6); скв. 430: толеит (7), гавайит (8); скв. 432: субщелочной базальт (9). Объединенные выборки по скважинам бурения по данным коллекции автора и по [Init. Rept. DSDP. V. 55, 1980].

в основном количественными соотношениями минералов, согласующимися с химизмом пород.

Суммирование данных коллекций бурения (около 100 проб) и опубликованных данных о строении и составе вулканогенного фундамента центральной части Императорского хребта гайота Суйко (скв. 433С; n=177) позволило выявить особенности вариации химизма пород по кернам скважины. Расчёты показали полициклический антидромный характер формирования гайота, обусловленный внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией исходной оливин-толеитовой магмы (12-14% MgO) с накоплением пикротолеитовых

и пикритовых расплавов на дне камеры и подщелоченных и подкисленных расплавов в её прикровельной части. Вскрытие камеры и извержение порций магмы происходило, по-видимому, сверху вниз, причем одновременно камера подпитывалась снизу исходным расплавом за счет селективного выплавления из подстилавшего камеру субстрата. При подъёме расплавов по жерлу и боковым каналам, а также в лавовых потоках, куполах и экструзиях могла происходить дополнительная кристаллизационно-эманационная дифференциация, но она играла второстепенную роль. Эти циклы извержений наблюдаются в скважине шестикратно с перерывами во времени, необходимым для повторного заполнения камеры расплавом и его вертикальной кристаллизационной дифференциации. Позднее следовал перерыв, вызванный прекращением подпитки камеры, проседанием её свода и образованием кальдеры; ещё позже она заполнялась щёлочнобазальтовыми расплавами, генерированными, по-видимому, подлитосферным диапиром – источником тепла и флюидов. Время формирования вулканической постройки Суйко оценивается в 4-5 млн лет.

Таким образом, процесс формирования вулканических построек типа Суйко представляется весьма длительным, продолжавшимся, вероятно, в течение нескольких миллионов лет. Конкретно для вулкана Суйко продолжительность эруптивной деятельности можно оценить в 4-5 млн лет. Так, по данным Дж. Далримпла с соавторами [Init. Repts DSDP. 1980. V. 55. P. 659-676], абсолютный возраст (Ar-Ar-метод) толеитов докальдерного комплекса варьирует в пределах 69,9-65,3 млн лет, щелочных базальтов кальдерного комплекса – в пределах 64,3-59,4 млн лет.

Весьма вероятна и роль флюидной фазы, накопление которой приводило к образованию подщелочных расплавов. С ними связаны две разновидности пород: одна из них близка по составу к бедным оливином и безоливиновым толеитам и отличается от них только слабо повышенным содержанием щелочей, главным образом калия, т.н. толеиты НТ-типа, т.е. гавайские переходные (Hawaiian transitional) (табл. 11, гр. 5) в отличие от толеитов Т-типа COX. Другая разновидность, именуемая субщелочными базальтами, имеет более выраженный щелочной характер, проявляющийся в обогащении пород не только щелочами, но и элементами группы титана и крупноионными литофильными микроэлементами. Как отмечалось, эти разновидности пород приурочены главным образом к основаниям потоков.

Пробуренная в зоне атолла Оджин скв. 430 достигла базальтового фундамента на глубине 59-118 м под дном океана и прошла пять лавовых потоков, из них четыре верхние представлены гавайитами, а нижний – толеитами. Гавайиты, представленные афировыми и порфировыми разностями, содержат вкрапленники оливина (Fo₅₉₋₆₁) и зонального плагиоклаза, варьирующего от андезина An₄₈Or₃ до щелочного олигоклаза An₁₁Or₂₇. Микрофенокристы клинопироксена имеют состав ($Wo_{42}En_{40}Fs_{18} - Wo_{42}En_{37}Fs_{23}$). В основной массе пород содержится интерстициальный клинопироксен ($Wo_{43}En_{39}Fs_{18} - Wo_{44}En_{35}Fs_{20}$), ильменит (IIm_{92-94}), титаномагнетит (Mt_{52-32}), апатит и глинистые минералы, развитые по стеклу основной массы.

Особенности геодинамики Гавайской и Императорской вулканоструктур

Как отмечено выше, мощность земной коры с омоложением гавайских вулканов существенно увеличивается, что вероятно обусловлено постепенным раскрытием глубинного разлома, формирующегося вследствие движения океанической плиты из экваториальной зоны к северо-западу в условиях увеличения величины «изгиба» плиты или функционирования «горячей точки». В результате факторного моделирования состава толеитовых излияний серии Гавайских островов получена модель вариации состава пород толеитовых оснований вулканов Гавайского хребта в последовательном формировании вулканических островов при перемещении Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении на расстояние около 1,2 тыс км в последние 12 млн лет от действующего вулкана Килауэа до о-ва Лаперуз.

Факторный анализ данных проведен с учетом выведенных Р. Кирпатриком с соавторами средних составов оливиновых толеитов оснований Гавайских островов, которые по мнению цитируемого автора близки составам материнских магм [Init. Rept. DSDP. V. 55, 1980]. Результаты моделирования изображены на рис. 12, где по вертикали указаны вулканы в порядке увеличения их расстояний от вулкана Килауэа; внизу на горизонтальной оси указан абсолютный возраст вулканов, а вверху приведены значения главного фактора вариации состава пород.

Как видно из диаграммы, фигуративные точки составов образуют четыре параллельные цепочки, наклонно пересекающие вертикальную линию, разграни-



Рис. 12. Диаграмма значений главного фактора изменчивости состава оливиновых толеитов Гавайских островов.

Вулканы и острова расположены в порядке увеличения их расстояния от вулкана Килауза. Факторные нагрузки элементов (%) в положительном поле (справа): Si-41, Al-32, Na-13; в отрицательном поле (слева): Fe-45, Mg-45, Ti-44, Ca-13.

чивающую поля сиалической (Si+Al+Na) и мафической (Fe+Mg+Ti+Ca) ассоциаций параметров. В пределах каждой цепочки составы с уменьшением возраста изменяются антидромно, т.е. каждый ритм (или цикл начинается с более сиалических лав; при этом в целом вся главная последовательность развивается гомодромно – с увеличением сиаличности по мере омоложения вулканов. Интерпретация полученной математической модели представляется следующим образом: (1) магматическая камера, сформировавшаяся в литосферной плите над «горячей точкой» (диапир глубинного субстрата – источник тепла и флюидов), действует в течение длительного периода после отодвигания от «горячей точки» (до 3 млн лет), формируя 3-4 вулкана с относительно повышающейся мафичностью лав; (2) в течение этого периода в апикальной части диапира и прикровельной астеносфере в результате экранирования движущейся плитой происходит накопление летучей фазы, а затем её эксплозия, инициирующая селективное плавление субстрата плиты и формирование магматического очага; (3) участие водной фазы в процессах селективного плавления и магматической дифференциации приводит при одних и тех же РТ-условиях к образованию более кислых расплавов [Майсен, Бетчер, 1979], формировавших начальные вулканы ритмов, тогда как последующие извержения из магматических камер, теряя летучую фазу, приобретают все более основной характер; (4) общая гомодромная направленность вулканизма главной последовательности обусловлена, по-видимому, прогрессировавшим накоплением летучих в системе (апикальная часть диапира – прикровельная фиксированная часть астеносферного слоя).

Мощность земной коры в основании Гавайского хребта увеличивается с омоложением вулканов. Под Гавайями отмечены уплотнения в нижнем слое астеносферы (глубиной от 140 до 220 км), что позволяет предполагать образование вулканических островов в результате постепенного раскрытия глубинного разлома, формирующегося в условиях движения океанической плиты из экваториальной зоны к северо-западу. Глубинное сейсмическое зондирование ложа океана под Императорским хребтом также выявило крупное разуплотнение в подастеносферном слое и нижнем слое астеносферы, которое, по-видимому, сформировано восходящими потоками расплава, образующегося в раскрывающемся разломе [Косыгин, Врублевский, 1998].

Система Гавайской «горячей точки» прослежена от вулкана Килауза на о-ве Гавайи до о-ва Лаперуз на 1209 км в возрастном диапазоне до 12 млн лет (табл. 12). Далее на северо-запад вдоль Гавайской цепи наиболее надежные даты установлены для островов Лэйсан (1818 км; 19,9 млн лет) и Пёрл-Гермес (2281 км; 20,6 млн лет). Следующая группа возрастных данных попадает на интервал 27-28 млн лет, причем наиболее точно географически из них получена для муджиеритов и гавайитов острова Мидуэй (2432 км от вулкана Килауза), имеющих К-Аг-датировку 27,7 млн лет. Эти параметры

Таблица 12

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,9	48,2	49,7	47,3	46,4	49,2	51,5	46,9	48,4	48,4	47,4	47,2	47,5
TiO_2	2,34	1,93	2,01	2,14	2,22	2,08	1,68	2,46	2,06	2,49	2,59	2,47	2,44
Al_{0}	12,1	13,5	13,2	12,6	12,9	11,8	13,2	13,4	12,5	12,1	11,5	11,1	11,7
FeO*	11,4	11,8	10.9	12,2	12,4	11,9	10,4	11,9	11,9	12,1	12,4	12,4	11,8
MnO	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,19	0,15	0,15	0,17	0,16	0,15	0,15	0,20
Mg0	12,7	13,1	12,1	13,7	13,8	13,2	11,7	13,2	13,3	12,6	13,8	13,8	13,1
CaO	9,7	9,4	9,6	9,8	9,7	8,9	8,3	9,1	9,2	8,1	9,4	9,4	10,7
Na ₂ O	1,99	1,62	0,76	1,66	1,89	2,42	2,47	2,07	1,93	2,28	1,77	1,77	1,62
$K_2 O$	0,44	0,10	0,33	0,23	0,20	0,18	0,27	0,53	0,30	0,49	0,26	0,26	0,39
P_2O_5	0,22	0,20	0,13	0,20	0,25		0,22	0,35	0,23	0,31	0,70	0,70	0,34
Возраст	0	0,40	0,86	1,32	1,52	1,89	2,6	3,7	5,8	5,5	7,2	7,2	12,0

Средний состав и абсолютный возраст материнских оливиновых толеитов Гавайских островов

Примечание: Вулканы: 1 – Килауза; 2 – Кохала; 3 – Халеакала. Острова: 4 – Западное Мауи; 5 – Восточное Молокаи; 6 – Западное Молокаи; 7 – Кулау; 8 – Вайнае; 9 – Кауаи; 10 – Нихау; 11 – Нихоа; 12 – Неккер; 13 – Лаперуз [Kirkpatric et al., 1980; Dalrympl et al., 1980]. Состав пород приведён к 100%. Возраст – К-Аг метод (млн лет).

о-ва Мидуэй, очевидно, могут быть приняты предельными для перемещения литосферной плиты под Гавайскими островами. Доказательство распространения этой системы на северо-западную часть Гавайской цепи, район сочленения Гавайского и Императорского хребтов, а тем более на Императорский хребет в значительной степени затруднено.

Описанная модель в принципе согласуется с более общей, иллюстративной моделью, предложенной К. Ченом и Ф. Фреем [Chen, Frey, 1985]. Как видно на рис. 13, эти авторы выделяют в формировании Гавайских вулканов четыре этапа, характеризующиеся следующей последовательностью событий: (а) сформировавшийся в результате декомпрессии поднимающийся из подастеносферного слоя плюм (диапир), обогащенный несовместимыми элементами взаимодействует с деплетированным веществом астеносферы, расплавляя его; (б) образующийся расплав, смешанный с веществом плюма, поднимается в литосферную магматическую камеру. Изливающиеся из этой камеры на поверхность толеитовые базальты формируют щитовую вулканическую постройку; (в) отодвигание вулкана от «горячей точки» вследствие движения литосферной плиты сопровождается постепенным удалением от источника плюмового материала и тепла, уменьшением степени плавления вещества плюма и вмещающих пород, в результате чего должны выплавляться щелочнобазальтовые расплавы; (г) излияния щелочных базальтов формируют шапки на толеитовых щитовых постройках. На новом же месте снова происходит образование промежуточной магматической камеры. Постэрозионные нефелиновые базальты и базаниты, внедряющиеся на последнем этапе извержения, возникают в результате подщелачивания расплава остаточным веществом плюма.

Обсуждая описанную модель, необходимо коснуться вопроса о составе субстратов плавящейся части литосферной плиты, прикровельной части астеносфеного слоя и самого диапира (плюма), по которому в опубликованной литературе высказываются различные предположения, а полученные новые факты позволяют сформулировать следующую концепцию. В своей модели К. Чен и Ф. Фрей [Chen, Frey, 1985] исходят из деплетированного субстрата ли-



Рис. 13. Схема модели происхождения гавайских базальтов [Chen, Frey, 1985].

1 – расплав; 2 – направление движения плиты; 3 – рестит; 4 – обогащенное плюмовое вещество (и.т. – источник толеитов, и.щ. – источник щелочных базальтов). Этапы формирования вулканической постройки: а – предэруптивный, б – щитовой, в – кальдерный, г – постэрозионный. тосферной плиты и астеносферы, составляющего основу оливинтолеитовой магмы, и обогащенного несовместимыми элементами субстрата плюма, дающего материал для образования субщелочной и щелочной магм. В противоположность этому Дж. Уилкинсон и X. Хенсел [Wilkinson, Hensel, 1988] связывают происхождение материнских оливиновых гавайских толеитов с селективным плавлением шпинель-лерцолитового субстрата, первично обогащенного такими акцессориями как керсутитовый амфибол, апатит, титанистый флогопит, что обеспечивает концентрацию в породах лёгких р.з.э. – главную специфическую черту толеитов гавайского типа, отличающую их от деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов. Следует заметить, что по данным Т. Райта [Wright, 1984], развитие перечисленных малых и акцессорных минералов в субстрате мантии связано с наложением на первичный парагенезис метасоматического процесса.

В своей ранней работе Е.Д. Джексон совместно с Т. Райтом [Jackson, Wright, 1970] предложили модель глубинного строения о-ва Оаху, основанную на изучении глубинных ксенолитов в щелочно-базальтовых лавах, в которых образование толеитовых расплавов связывается с селективным плавлением слоя гранатовых лерцолитов на глубине 60-100км. Подобное мнение о гранатовой фации субстрата толеитовых расплавов высказывается позднее и в других работах [Hofmann et al., 1984; Budahn, Schmitt, 1985]. С другой стороны, Дж. Сеном [Sen, 1983] был предложен другой вариант модели магматизма о-ва Оаху, соответственно которому выплавление оливиновых толеитов относится к слою шпинелевых лерцолитов (30-60 км), а щелочных расплавов к слою гранатовых лерцолитов (более 60 км).

Поскольку одной из характерных петрохимических черт гавайских толеитов является повышенное содержание титана при относительно низкой концентрации натрия и особенно калия, при объяснении их генезиса предполагается, что исходным субстратом в данном случае должен быть достаточно примитивный или даже деплетированный в отношении щелочных минералов мантийный перидотит, скорее лерцолит или вебстерит, чем верлит или клинопироксенит, но с первично повышенным содержанием ильменита. Подобные породы известны среди ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии и, по мнению А.Д. Харькива и И.Н. Говорова, относятся к одному из наиболее глубинных слоев Якутии – катаклазированным гранатовым лерцолитам коэситовой субфации [Геохимическая модель.., 1984]. В связи с тем, что толеиты гавайского формационно-геохимического типа имеют чрезвычайно широкое распространение, нельзя не согласиться с мнением И.Н. Говорова [1988], что нижние части литосферных плит и астеносферный слой сложены ильменит-гранатовыми лерцолитами и вебстеритами, что отличает их от толеитов СОХ, связанных с плавлением менее глубинного слоя шпинелевых низкотитанистых перидотитов.

Разные точки зрения на геодинамику формирования Императорского хребта сводятся к широко развитому мнению о гайотах хребта как о начальных островах Гавайской горячей точки. С другой стороны, существует точка зрения о развитии хребта, ассоциирующем, по мнению многих исследователей, с одновозрастным формированием хребта Лайн.

Гавайский хребет в своей главной, юго-восточной части представляет яркий пример равномерного поступательного, последовательного развития вулканизма вдоль простирания структуры с возрастным шагом 0,5-2 млн лет и моноциклическим характером вулканов, тогда как для Императорского хребта свойственны вулканы с длительным полициклическим развитием и близким возрастом, предположительно омолаживающимся от центра структуры (вулкан Суйко) к южному флангу. Базальты южного фланга Императорского хребта (горы Милуоки) отличаются от базальтов его главной части особенностями состава (повышенная железистость и титанистость толеитов и субщелочных базальтов, повышенное содержание в толеитах некогерентных элементов, сравнительно большая распространенность субщелочных базальтов), которые определенно указывают на условия выклинивания тектонической зоны, снижение температуры и степени частичного плавления перидотитового субстрата.

Таким образом, изложенные материалы по петрологии Гавайского и Императорского хребтов свидетельствуют, что по выделенным автором петрогеохимическим особенностям магматизма Гавайско-Императорской цепи вулканов установлен характер (антидромность-гомодромность) эволюционного прогрессивно-энергетического развития плюмогенного источника.

Для плиоцен-эоценовых базальтоидов Императорского хребта внутри формирующих вулканоструктуру (гайот Суйко) шести циклов (скв. 433С) определена антидромная направленность магматизма от кварцнормативных до оливиновых толеитов и пикробазальтов. Для олигоцен-современных вулканитов Гавайской цепочки вулканов установлена гомодромная направленность магматизма преобладающих (более 95% объёма) мафических базальтоидов, приуроченных к началу циклов. Смена во времени антидромной эволюции на гомодромную свидетельствует об увеличении теплового потока, поднимающегося по Гавайскому каналу нижнемантийного плюмового вещества и стабильно-прогрессивном развитии источников последнего.

ГЛАВА 5 МАГМАТИЗМ ЮРСКО-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ провинций центральной и западной частей тихого океана

В сравнении с узким поясом перманентного спрединга океанического дна ВТП центральная и западная части ложа океана представлены более древними структурами хребтов и поднятий. Южнее Гавайского хребта в центральной части океана расположены острова Лайн, представляющие собой островную систему молодых вулканических хребтов субмеридианального простирания. Вулканические поднятия Шатского и Хесса, расположенные на востоке Северо-западной котловины, характеризуются утолщённой корой океанского типа. С юга котловина замыкается полосой подводных вулканических гор и гайотов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, достигающих уровня океана в виде рифов и атоллов. Среди поднятий и впадин в юго-западной части океана выделяются обширные плато Онтонг-Джава и Манихики и впадина Науру, магматизм которых охарактеризован скважинами глубоководного бурения.

Провинция Лайн

Провинция Лайн представлена системой океанских островов, протягивающихся южнее Гавайев через центр Тихого океана к экватору на расстояние 3 тыс км (рис. 14). Сложная структура островов Лайн состоит из расположенных в несколько рядов параллельных цепочек островов, подводных возвышенностей и коралловых атоллов. Расположенная в довольно широкой зоне (между 5° и 15° с.ш.), главная цепочка островных хребтов Лайн с юга пересекается довольно широким поясом хребтов и трогов запад-северо-западного направления, именуемым секущим трендом Лайн (Cross Line) [Natland, 1976].

Первоначальное изучение геологии и геохронологии главного островного хребта Лайн указывало на близость возрастных датировок Лайн и Императорского хребта. Принимая во внимание одинаковую ориентировку этих хребтов, предполагалось одновременное их формирование в результате механизма «горячих точек», прожигающих океаническую литосферу, движущуюся в север-северо-западном направлении [Jackson, Schlanger, 1976]. Впоследствии согласно геохронологическим данным, кроме отсутствия однозначной последовательности возраста островов хребта Лайн, было установлено более раннее начало образования системы Лайн в сравнении с Императорским хребтом. Суммируя эти данные [Summary of radiometric ages..., 1987], в развитии вулканизма хребтов Лайн выделяются следующие эволюционные этапы: 1) начальный (90-60 млн лет), в течение которого в основном образовалась главная субмеридианальная структура; 2) средний (60-30 млн лет), сформировавший зону гавайского типа Кросс-Лайн с совмещением натриевого и калиевого вулканизма; 3) конечный (30-2 млн лет), представленный небольшими обособленными вулканическими проявлениями в системе провинции Лайн.

Начальный этап эволюции магматизма островной системы Лайн характеризуется появлением и формированием вулканов гавайского типа. Верхнемеловые излияния толеитовой магмы, распространяясь вдоль ослабленных или разломных зон субмеридианального направления, сформировали главную структуру Лайн. Данные для выделения начального этапа магматизма Лайн получены в результате глубоководного бурения. Так, при прохождении скв. 315А, расположенной на склоне одного из центральных островов Лайн-Фанинг, были вскрыты шесть базальтовых потоков общей мощностью около 38м, сложенных меловыми (возраст более 80 млн лет) толеитовыми базальтами гавайского типа [Init. Rep..., 1976. V. 33]. В скважине 165А были извлечены меловые гавайиты, что согласуется с нижнемеловым возрастом пород скв. 164 (табл. 13, гр. 1), расположенной восточнее хребта Лайн. Породы последней скважины относятся к океаническому основанию и имеют состав толеитов СОХ переходного Т-типа [Init. Rep..., 1973. V. 17].

Толеитовые базальты, вскрытые скв. 315А, пористые, содержат микрофенокристы плагиоклаза и пироксена. Основная масса пород, вариолитовой или интерсертальной текстуры, сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксена и рудных минералов в темном стекловатом базисе. Как уже отмечено, состав толеитовых базальтов скв. 315А близок составу гавайских толеитов, отличаясь от толеитов СОХ повышенным содержанием титана, щелочей и крупноионных литофильных микроэлементов (Rb, Sr, Ba) (табл. 13, гр.2).

Изучение данных драгирования Лайн показало, что кроме толеитовых базальтов, к начальному этапу эволюции магматизма хребта относятся субщелочные и щелочные оливиновые базальты а также породы щелочных дифференцированных серий, содержащих гавайиты, муджиериты, трахиты и фонолиты. Средний, верхнемеловой-палеоценовый этап магматизма Лайн, является продолжением развития вулканов гавайского типа основной системы Лайн, так и формирования вулканической зоны секущего тренда Лайн. В целом этап совпадает во времени с периодом образования вулканов Императорского хребта. Для этого этапа эволюции, кроме широкого развития толеитовых и щелочных дифференцированных серий натриевого типа, характерно появление необычных для океанического дна существенно калиевых пород. Описанные Дж. Натландом как лимбургиты или анкаратриты, породы имеют состав калиевых нефелинитов и ассоциируют с натриевыми нефелинитами. Появление калиевых щелочных и высокощелочных пород приурочено в основном к зоне пересечения главного и секущего трендов системы Лайн.

Конечный, или заключительный, олигоцен-плейстоценовый этап эволюции магматизма Лайн характеризуется небольшим вулканическими проявлениями, в результате которых происходило образование новых и дальнейшее

Таблица 13

	1(3)	2(10)	3(2)	4(7)	5(15)	6(7)	7(2)	8(5)	9(12)	10(6)
SiO,	49,40	45,03	48,51	48,83	47,82	47,89	46,17	47,41	45,28	46,85
TiO,	1,31	2,62	1,55	1,35	2,15	2,80	1,74	2,32	2,84	1,59
$Al_{,}O_{,}$	16,13	14,74	14,83	18,95	16,82	17,69	15,88	14,87	17,22	16,93
Fe,0,			5,18	4,32	8,13	9,63	6,38	4,94	8,97	5,69
FeO	7,17	12,05	5,03	1,36	1,38	1,93	6,81	5,35	2,77	4,66
MnO	0,14	0,21	0,15	0,15	0,18	0,14	0,27	0,17	0,14	0,13
MgO	7,41	6,25	5,55	1,98	3,35	3,41	7,86	7,72	3,77	6,30
CaO	10,97	10,36	11,05	9,19	6,56	8,17	4,32	5,75	8,35	8,99
Na_2O	2,34	2,71	2,71	3,68	2,75	3,06	3,24	3,01	3,31	2,96
K20	0,58	0,21	0,72	2,70	2,98	1,16	1,25	1,71	1,51	1,09
P2O5	0,39	0,23	0,26	3,35	1,72	1,22	0,29	0,67	1,41	0,42
П.п.п.	3,26	6,04	1,06	5,95	3,22	0,29	4,82	5,98	6,24	4,34
Сумма	99,10	100,45	99,37	99,85	100,18	100,32	100,79	100,16	99,88	99,95
f	35,2	52,0	49,5	59,8	59,3	63,5	59,6	41,6	61,7	46,5
Rb	6	12	-	33	20	6	-	-	28	3
Sr	198	117	85	847	356	598	168	501	486	318
Ba	32	249	9	298	336	594	-	397	415	189
Zr	93	190	50	308	168	245	_	216	218	112
Ni	124	65	50	69	152	104	_	144	94	208
Cr	210	205	175	59	111	97	-	303	136	355
V	197	235	200	121	199	315	_	114	198	190

Химический состав базальтов поднятий и хребтов северо-западной и центральной частей Тихого океана

Примечание: 1-2 – островная система Лайн: скв. 164, толеит СОХ, Т-типа (1) [Init. Rep.. V. 17, 1973]; скв. 315А, толеит гавайского типа (2) [Init. Rep... 1976. V.33]; 3-6 – поднятие Шатского: 3 – толеиты KLAEP; скв. 307 [Init. Rep..., 1975. V. 32]; 4 – низкотитанистые субщелочные базальты KLAEP [Кашинцев, Сузюмов, 1981]); 5 – субщелочные базальты KLAEP; 6 – субщелочные базальты гавайского типа; (5-6, по И.Н. Говорову и др. [Петрологические..., 1996]); 7 – поднятие Хесса; субщелочные базальты KLAEP; скв. 464 [Init. Rep... V. 62, 1981]; 8-10 – Магеллановы горы, драгированные породы: 9-10: субщелочные базальты (оливиновые-кварцнормативные (9); базальт KLAEP (10); (по И.Н. Говорову и др. [Петрологические..., 1996]).

формирование образованных ранее обособленных вулканических построек гавайского типа. Этот этап эволюции проявился на всей территории системы Лайн, как в зоне главного, так и секущего трендов.

В общем натриевый магматизм островов основного тренда Лайн и ассоциация натриевого и калиевого щелочного магматизма Кросс-Лайн свидетельствует в пользу предположения о возможной геодинамической связи главного тренда Лайн с островами Туамоту [Winterer, 1976] и секущего тренда Лайн – с Маркизским островами, доказательством связи которых является существование обширного поднятия, расположенного между этими островными системами, выявленного в результате картирования глубинных аномалий дна океана. [Crough, Jarrard 1981].

Северо-Западная провинция

Одной из главных структур провинции является сложенная абиссальными плитами Северо-Западная котловина, для которой характерно чрезвычайное разнообразие, отличающихся мозаично-блоковым строением коры тектоно-магматических структур, слагающих океаническое ложе (рис. 14). По геофизическим данным микроплитные системы провинции были сформированы на коровом уровне в результате значительных структурных перестроек, в том числе и спрединговых систем, что соответствует сравнительно малоглубинным неоднородностям коры и верхней мантии в этой части океана [Меланхолина, 1996]. На северо-востоке котловины находятся вулканические поднятия Шатского и Хесса, отличающиеся утолщённой корой океанского типа. Отделённые друг от друга более молодой структурой Императорского хребта в меловое время они, видимо, составляли одну тектономагматическую область. Сочленение поднятия с Северо-Западной котловиной происходит серией уступов тектонического происхождения, драгирование которых обнаружило обнажение пород фундамента [Кашинцев, Сузюмов, 1981].

Чрезвычайно сходные в геолого-геофизическом отношении поднятия Шатского и Хесса расположены по разные стороны от Императорского хребта на глубинах до 4 км, превышая дно котловины на 2-3 км. Характеризующиеся блоковым строением и мощностью коры более 25 км поднятия осложнены рифтовыми грабенами; возраст базальтов поднятий оценивается в интервале 100-155 млн лет.

Драгированные на поднятии Шатского породы представляют собой плотные фрагменты подушечных лав с небольшим количеством мелких пор [Говоров и др., 1996]. Состав базальтов, соответствует толеитовому или субщелочному типу базальтов KLAEP с повышенным содержанием калия и характеризующимся варьирующими по содержаниям глинозема и титана от низкотитанистых базальтов до пород гавайского типа (табл. 13 (3-6)).

Толеитовые базальты представлены порфировыми породами, содержащими 15-20% зонального плагиоклаза и мелких фенокристов оливина. Состав плагиоклаза варьирует от лабрадор-битовнита в центре до олигоклазандезина – на периферии. Основная масса толеитов микроофитовой или пойкилоофитовой структуры содержит лейсты и микролиты плагиоклаза и пироксена (авгита), погруженные в мезостазис, насыщенный рудным веществом. Пиллоу-лавами оливин-клинопироксеновых субщелочных стекловатых базальтов сложена наиболее глубинная часть разреза на северо-восточном полигоне драгирования возвышенности Шатского.

Геологически сходно с возвышенностью Шатского поднятие Хесса не только аналогичным строением, но и повышенной мощностью земной коры (15-18 км). Результаты драгирования поднятия Хесса свидетельствуют, что в основании восточного склона находятся альбские (100 млн лет) толеитовые и субщелочные базальты КLAEP, имеющие повышенные концентрации калия и менее обедненные в сравнении с базальтами СОХ легкими р.з.э. Находящаяся на северном фланге поднятия скважина 464 достигла субще-



Рис. 14. Схематическая карта океанической коры северо-западной части Тихого океана, по Г.Б. Руднику, Е.Н. Меланхолиной [Строение дна..., 1984].

1-4 – тектонические элементы океана: абиссальные плиты (1), поднятия типа океанских земель (2), линейные вулканические зоны, (3); окраинные валы (4); 5 – крупные разломы; 6 – граница Тихоокеанской плиты; 7 – скважины глубоководного бурения. лочные базальты океанического фундамента, имеющие характерные черты базальтов KLAEP (табл. 13 (7)). В общем, для магматизма поднятий характерны толеиты и дифференцированные серии гавайского типа, при этом они несколько отличаются от существенно натриевых пород Гавайев повышенным содержанием калия.

На юге Северо-Западная котловина замыкается полосой подводных вулканических гор и гайотов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, достигающих уровня океана в виде рифов и атоллов. Эти подводные горы, протянувшиеся полосой в субширотном направлении на 4300 км при ширине 300-500 км, достигают уровня океана в виде гайотов и атоллов, диаметр которых в основании варьирует от 5 до 45 км. Результаты драгирования научно-исследовательских судов (НИС) ДВО РАН показали, что магматизм гор отличается от типичного для островных систем океана и характеризуется высокой основностью и мафичностью пород.

Слагающие горы комплексы пород представлены анкарамитовой (океаниты, анкарамиты и ферроанкарамиты) и трахибазальтовой (анкаратриты, трахибазальты, тристаниты, фонолиты и щелочные трахиты) ассоциациями пород [Говоров и др., 1993] (табл. 14). Характер дифференциации пород этих комплексов существенно отличается от гавайского толеит-гавайит-трахитового типа. Если для гавайского типа характерен быстрый рост железистости с повышением содержания кремнекислоты и суммы щелочей в породах, то для анкарамит-трахибазальтового типа свойственно повышение железистости с уменьшением содержания кремнекислоты. Особенности магматизма гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик с учетом их практически одновременного образования на границе юры и мела (133+16 млн лет) подтверждают предположение И.Н. Говорова о связи анкарамитовой магмы с плавлением погребённых блоков древних расслоенных интрузий [Петрологические..., 1996] или они возможно выплавлялись, по мнению Б.И. Васильева [2005], из докембрийской погружённой континентальной коры платформенного типа.

Восточно-Марианская провинция

Провинция является одной из наиболее сложных по разнообразию магматических комплексов островных систем океана, представленных Магеллановыми горами, островами Маршала, Гилберта и Тувалу.

Расположенные в восточной части океана Магеллановы горы представляют собой дугообразную цепь подводных меловых вулканических построек и гайотов, при ширине около 200 км протянувшихся на юго-запад на 1000 км. Формирование гайотов Магеллановых гор, по-видимому, связано с активизацией тектонической и вулканической деятельности на рубеже юры и мела, выразившейся в тектонических подвижках вдоль линейных ослабленных зон и разрывных нарушений с последующим излиянием базальтов. По данным магнитной съемки в этом блоке океана четко выделяются тектонические нарушения субмеридионального простирания [Анохин, 2006]. Основной этап формирования вулкано-тектонических структур Магеллановых гор приходится на границу юры и мела. За 4-5 млн лет в результате активизации магматизма развивались различные разрывные нарушения и образовывались вулканотектонические постройки высотой более 3,5 км.

Формирование вулканических построек Магеллановых гор, сосредоточенных вдоль разломов северо-восточного и северо-западного направлений происходило в зонах пересечений сопряженных левых и правых сдвигов, вскрывавших магматические очаги [Уткин, 2006]. Системы разломов и направленные сдвиги вдоль разломов, по мнению цитируемого автора, формировались в условиях меридионального сжатия океанической литосферы, что предопределяло тектонические условия формирования островных систем океана и характер их магматизма.

По результатам драгирования экспедициями судов объединения «Дальморгеология» основания гайотов Магеллановых гор сложены позднеюрскомеловыми толеитовыми и субщелочными базальтами. В юго-западной части

Таблица 14

	1(1)	2(1)	3(1)	4(3)	5(1)	6(31)	7(13)	8(3)	9(18)
SiO ₂	41,39	42,39	47,33	50,88	43,32	42,40	41,57	38,46	43,88
TiO,	2,85	3,01,	2,68	2,38	1,66	3,21	3,56	3,72	2,57
Al_{0}	12,42	15,81	18,32	16,55	7,72	11,73	14,94	11,21	15,18
Fe,O,	7,88	6,70	6,96	5,34	4,26	8,76	9,53	7,42	8,81
FeO	3,73	5,13	2,83	3,19	7,97	4,43	4,24	6,85	3,70
MnO	0,13	0,20	0,19	0,18	0,20	0,19	0,20	0,23	0,21
MgO	9,15	4,84	3,14	3,07	21,05	9,22	6,00	11,20	5,86
CaO	14,27	11,26	6,49	6,54	8,83	12,78	11,39	11,84	8,85
Na ₂ O	3,11	2,93	4,32	4,12	1,63	1,66	1,93	2,53	3,17
<i>K</i> , <i>O</i>	0,82	1,77	2,52	4,93	0,75	0,96	1,24	1,41	1,90
P_2O_5	0,74	2,64	1,20	0,88	0,49	0,72	0,91	0,77	0,95
П.п.п.	3,35	3,08	3,56	1,82	2,30	3,75	4,16	4,14	3,91
Сумма	99,84	99,76	99,54	99,88	100,20	100,16	99,74	99,83	99,24
f	39,6	56,2	61,7	59,1	23,8	41,6	54,3	40,2	49,4

Химический состав вулканических пород гор Мид-Пацифик и поднятия Маркус-Уэйк

Примечание: 1-4 – горы Мид-Пацифик: 1 – анкарамит; 2 – оливиновый трахибазальт; 3 – трахибазальт; 4 – тристанит; 5-9 – горы Маркус-Уэйк: 5 – океанит; 6 – анкарамиты; 7 – ферроанкарамиты; 8 – анкаратриты; 9 – трахибазальты.

1-2 – по [Рудник, Матвеенков, 1978]; 3-4 – по [Init. Rep... V. 32, 1975]; 5-9 – (по Говорову И.Н. и др. [Петрологические..., 1996]).

гор состав пород гайотов варьирует от оливиновых базальтов до гавайитов, муджиеритов и бенмореитов, а в северо-западном – ассоциациями титанистых толеитов и дифференцированных серий гавайского типа. [Гайоты Западной Пацифики...,1995]. Особенностью магматизма Магеллановых гор является существенное преобладание среди слагающих гайоты разностей пород, подобных гавайской анкарамит-субщелочно-базальтовой серии. Оливиновые толеиты геохимически близки пикритам, а субщелочные базальты развитым здесь анкарамитам. Состав пород Магеллановых гор в сравнении с однотипными породами Гавайского хребта характеризуется пониженными содержаниями титана и стронция и повышенными никеля и хрома (табл. 15 (1-6)).

Таблица 15

	1(3)	2(5)	3(12)	4(4)	5(5)	6(6)	7(1)	8(1)	9(1)
SiO,	44,16	47,41	45,28	49,34	46,61	46,85	37,82	45,38	45,08
TiO,	2,66	2,32	2,84	2,50	2,57	1,59	3,32	5,07	2,58
$Al_{,O_{3}}$	14,96	14,87	17,22	17,09	18,80	16,93	10,63	13,71	17,80
Fe,0,	10,42	4,94	8,97	6,59	8,74	5,69	14,69	10,14	8,22
FeO	3,12	5,35	2,77	3,29	1,86	4,66	3,20	5,58	2,76
MnO	0,19	0,17	0,14	0,09	0,39	0,13	0,21	0,19	0,20
Mg0	6,82	7,72	3,77	3,80	3,05	6,30	9,43	4,37	2,89
CaO	9,46	5,75	8,35	6,54	5,75	8,99	10,04	9,54	9,62
Na,O	2,27	3,01	3,31	3,98	3,21	2,96	1,32	2,75	3,41
K20	1,28	1,71	1,51	2,06	2,03	1,09	1,52	1,38	2,39
P2O5	0,84	0,67	1,41	0,84	1,15	0,42	2,35	0,80	1,70
П.п.п.	3,80	6,26	4,31	4,14	5,60	4,34	5,47	1,24	3,20
Сумма	99,96	100,16	99,88	100,26	99,75	99,95	99,69	100,06	99,87
\overline{f}	50,7	41,6	61,7	57,6	64,1	46,5	49,4	65,4	66,3
Rb	32	-	28	41	5,5	3	-	-	-
Sr	561	501	486	685	824	318	635	458	960
Ba	419	397	415	661	738	189	480	298	635
Zr	169	216	218	264	345	112	286	320	300
Ni	370	144	94	90	135	208	-	-	-
Cr	470	303	136	208	350	355	426	6	3
V	220	114	198	137	164	190	_	_	_

Химический состав вулканических пород Магеллановых гор и Маршалловых островов

Примечание: 1-6 – Магеллановы горы: 1 – толеит, 2,3 – субщелочные базальты (3 – оливиновые, 4 – кварцнормативные); 4 – гавайиты; 5 – муджиериты; 6 – базальты КLAEP; 7-8 – Маршалловы о-ва [Hein et al., 1988]: оливиновый ферротолеит (7), субщелочной базальт (8); 9 – гавайит. 1-6, 9 – по И.Н. Говорову и др. [Петрологические провинции..., 1996]. (-) данные отсутствуют.

Экваториальный бассейн западной части океана

Расположенные в этой зоне океана Центральная и Меланезийская обширные котловины глубиной до 5 км, разделены субмеридионально ориентированными цепочками островов Маршалловых, Гилберта и Тувалу. Подводные островные системы представленных в основном атоллами, основанием которых являются, сформированные на разломных зонах вулканы. Образование островных цепочек обусловлено, видимо, сдвиговой активизацией глубинных разломов океанической литосферы. Огромные вулканы высотой до 4 км, диаметр основания которых иногда достигает 50 км, обнаружены в основании атоллов Маршалловых островов. Геологическое изучение островов показало, что они представлены раннеэоценовыми базальтовыми вулканами, на разрушенных конусах которых драгированы эоцен-плейстоценовые карбонатные отложения. Южнее Маршалловых островов расположены островные системы гор Гилберта и Тувалу, достигающих уровня океана в виде гайотов и атоллов; протяженность островных цепочек достигает соответственно 950 км и 800 км.

Данные драгирования Маршалловых островов свидетельствуют о гавайском типе магматизма этих островов (табл. 15 (7-9)). Драгирование гайотов Маршаловых островов и южных хребтов островов Гилберта выявило сходство характера магматизма этих островов и магматизма гайотов Магеллановых гор. [Петрологические..., 1996]. На этих островах наблюдается широкое развитие высокотитанистых магнезиальных субщелочных дифференцированных базальтовых комплексов гавайского типа, толеиты встречаются редко.

Меланезийская провинция

Провинция протягивается в юго-восточном направлении от Западно-Каролинской впадины вдоль плато Онтонг-Джава и Меланезийской котловины к Центральной котловине Тихого океана (рис. 15). Базальтовый фундамент Меланезийской и Центральной котловин объединяется в единую рифтогенную структуру Феникс на основании обнаруженной здесь последовательности палеомагнитных аномалий восток-северо-восточного простирания с возрастом от 115 до 150 млн лет [Старицина и др., 1986]. На юго-западе Меланезийской котловины расположено обширное плато Онтонг-Джава, к которому с севера примыкает впадина Науру. В южной части Центральной котловины находится плато Манихики. Океанические плато Онтонг-Джава и Манихики сформированы в результате обширного мелового спредингового магматизма в условиях высокого теплового режима при огромных объёмах изливающихся лав.

Подводное плато Онтонг-Джава представляет собой обширное поднятие, размеры которого (600x1200 км). Поднятие расположено от уровня океана на глубине 1,6 км на севере и 3,5 км на юге; фланги поднятия опущены до глубины 4,5 км. Толщина океанической коры, покрытой более чем Эволюция магматизма Тихого океана



Рис. 15. Схематическая карта Меланезийской провинции. По [Init. Rep... V. 30, 1975] с дополнениями автора.

600 метрами осадков, достигает 37 км. Под осадочным чехлом вскрыты толеитовые базальты с возрастом более 100 млн лет. Секущие плато вдоль и поперек разломы свидетельствуют о вероятности образования плато в результате мощного потокового магматизма при формировании рифтовой зоны. [Castillo et al., 1994]. Возраст базальтов, достигнутых на глубине 51 м в скв. 802, расположенной севернее плато Онтонг-Джава, составляет 114,6+3,2 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar-метод).

В скважинах бурения 289, 803D и 807 на глубинах от 1262 до 631 м достигнуты базальты и туфы [Init. Rep..., 1975. V. 30; V. 129. 1990]. Массивные потоки афировых пиллоу-лав и базальтов скважин (соответственно 9,2 м, 25,6 м и 149,7 м), представлены толеитами и ферротолеитами, перемежающимися с пачками осадочных пород. Химический состав базальтов скв. 289, по мнению Д. Стоесера [Stoeser, 1975], подобен составу толеитов срединноокеанических хребтов. В то же время эти породы в сравнении с толеитами СОХ обогащены щелочными элементами (калием, рубидием, стронцием), а также сидерофильными (никелем, хромом) (табл. 16), что указывает на их принадлежность к обогащённым толеитам КLAEP зон тектонического скучивания. Вкрапленники в базальтах подобны вкраплениям базальтов СОХ (плагиоклаз, авгит и оливин). Наиболее мощный базальтовый слой скв. 807

Таблица 16

	1(7)	2(13)	3(19)	4(16)	5(3)	6(41)	7(33)	8(36)	9(75)
SiO ₂	49,17	49,12	49,96	49,92	50,41	50,52	48,93	49,11	50,17
TiO,	1,60	1,34	1,34	1,32	1,33	0,99	1,59	1,01	1,25
$Al_{2}O_{3}$	14,42	15,38	15,24	14,24	15,06	15,09	14,33	14,37	13,90
Fe,O,	4,43					4,41	4,07	1,78	4,08
FeO	7,43	11,24	9,89	11,64	9,52	6,10	7,96	9,02	8,82
MnO	0,17	0,17	0,18	0,21	0,21	0,27	0,22	0,21	0,22
MgO	7,11	5,27	6,48	7,16	7,85	8,95	7,04	8,20	6,73
CaO	10,64	12,66	12,30	12,05	11,92	11,35	10,41	11,75	11,37
Na ₂ O	2,23	1,95	2,01	2,24	2,32	2,05	2,32	2,01	2,46
$K_2 O$	0,41	0,62	0,60	0,16	0,36	0,13	0,15	0,06	0,16
P_2O_5	0,22	0,14	0,15	0,12	0,10	0,14	0,23	0,08	0,10
П.п.п.	2,06	2,33	2,37	0,46	0,37	0,30	2,83	1,55	1,22
Сумма	99,94	100,22	100,54	99,02	100,05	100,29	100,08	99,50	100,48
f	42,3	55,6	47,3	48,8	41,6	40,5	48,1	38,2	50,4
Rb	10	13,2	8,9	3,4	7,3	1,7	8,0	6,7	4,2
Sr	162	167	160	141	120	100	110	97	110
Ba	19					26	23	8,5	13
Zr	88	76	76	80	68	72	96	75	64
Ni	180	122	109	96	107	92	106	144	82
Cr	284	247	239	149	159	296	175	305	149
V	280	290	265	330	347	235	319	286	
[La/Sm] _n							1,0	0,75-0,9	0,8

Химический состав толеитовых базальтов Меланезийской провинции (плато Онтонг-Джава, Манихики и впадины Науру)

Примечание: плато Онтонг-Джава – скв. 289 [Init. Rep..., 1975, V. 30]: толеиты KLAEP (1); 2,3 – скв. 803D [Init. Rep..., 1991, V. 130]: ферротолеиты KLAEP, верхний комплекс (2), нижний комплекс (3); 4,5 – скв. 807C [Init. Rep..., 1991, V. 130]: ферротолеиты PIP, верхний комплекс (4), толеиты KLAEP, нижний комплекс (5); 6 – плато Манихики: скв. 317А толеиты [Init. Rep..., 1976, V. 33 и данные коллекции автора]; 7-9 – впадина Науру, скв. 462A [Init. Rep..., 1981, V. 69; 1986, V. 89]: ферротолеиты PIP верхнего комплекса (7), магнотолеиты PIP среднего комплекса (8), ферротолеиты PIP нижнего комплекса (9);

сложен массивными потоками и пиллоу-лавами, перемежающимися с пачками осадочных пород [Sheth, 1999]. Состав пород скважин классифицируется как толеитовые и ферротолеитовые разности внутриплитных базальтов PIP, сходных по составу с базальтоидами ВТП (табл. 16).

В общем, сравнительный анализ данных состава магматических пород скважин глубоководного бурения плато Онтонг-Джава, проведённый автором с использованием математической обработки информации по химизму пород



Рис. 16. Факторная диаграмма состава пород скважин глубоководного бурения плато Онтонг-Джава (пояснения в тексте).

(факторный анализ) описанных скважин бурения, позволил оценить и провести сравнение состава пород в скважинах (рис. 16). На диаграмме направления векторов соответствуют максимальным значениям породообразующих элементов. Химизм пород в скважинах существенно различается, о чём свидетельствует разделение изолированных областей состава базальтов скважин. Исключение составляют скв. 807С и 803D, для которых в соответствии их расположению на диаграмме наблюдаются различия фактор-

ных значений в верхних и нижних горизонтах скважин. Так, состав пород скв. 807С верхнего комплекса отличается повышенным содержанием Fe, Mg и Ca, а нижнего комплекса – Si, Na и Ti. Базальты нижнего комплекса скв. 803D в сравнении с верхним отличаются повышенными концентрациями Ca, Al и K и пониженными – Na и Ti. Включённая в расчёт расположенная севернее плато скв. 802, выборка состава пород которой, расположенная в левом верхнем секторе диаграммы, пересекается с областью верхнего комплекса скв. 807С, что позволяет предполагать близость состава базальтов, слагающих северный блок плато Онтонг-Джава, и базальтов окружающей плато океанической плиты.

Разрез земной коры впадины Науру до глубины 1209 м был опробован скважинами глубоководного бурения в 61-ом и в 89-ом рейсах бурового судна «Гломар Челленджер» соответственно скважинами 462 (617 м) и 462А (1068 м) [Init. Repts. DSDP. 1981; 1986]. В общем, в разрезе скважины выделены три вулканических комплекса: верхний (силы), средний (силлы долеритов и потоки базальтов) и нижний (преимущественно потоки базальтов).

Верхний комплекс (интервал глубин скважины 562-728 м) имеет абсолютный возраст (Ar-Ar метод) 110 млн лет, средний (743-1068 м) – 131 млн лет в основании; нижний (1072-1203 м) – 130 млн лет в основании. [Init. Repts. DSDP. 1986. V. 89]. Верхний комплекс скважины представлен серией силлов долеритов, имеющих лишь в маломощных (0,2-1,5 м) телах тонкую (2-3 см) оторочку стекла или стекловатых базальтов в контакте с вмещающими гиалокластитами. В среднем комплексе силлы долеритов (до 30 м мощности) чередуются с пачками маломощных (0,2-1,5 м), сходных с пиллоу-лавами базальтов, особенностью которых является их полная раскристаллизованность. Нижний комплекс сложен преимущественно потоками (экструзиями) базальтов, которые переслаиваются с гиалокластитовыми пачками небольшой мощности, а в нижней части разреза проявлены маломощные силлы долеритов [Floyd, 1986].

На разных горизонтах скважин 462 и 462А бурения базальты Науру варьируют по составу. Значения главного фактора для состава пород разных типов по разрезу скважины (рис. 17) соответствует в верхнем блоке титанистым ферротолеитам; в среднем блоке магно- и ферротолеитам с существенно большей вариацией состава и в нижнем блоке толеитам, близким к среднему составу пород скважины. При этом, сходные по составу с базальтами СОХ базальты Науру выделяются в особый тип примитивных толеитов плит (PIP), для которых характерны: а) пониженное содержание титана в ферробазальтах;

при низком уровне калия пониженные содержания стронция и бария; более высокие отношениями [La/Sm]n (табл. 16 (7-9)).

Провинция Манихики

Расположенное в южной части Центральной котловины плато также отличается повышенной мощностью океанической коры (см. табл. 1). При толщине осадочного слоя около 1 км толщина второго и третьего слоёв плато достигает 25 км. Характеризующееся сложным рельефом плато состоит изразделенных разломами фрагментов (блоков) Высокого, Западного и Северного [Hussong et al., 1979].

Драгированные в разломах между Западным и Высоким блоками плато оливин-толеитовые базальты содержат фенокристы оливина (до 20%) и микрофенокристы шпинели; в стекловатой основной массе присутствует клинопироксен (пижонит), а в толеитах, кроме оливина и шпинели, фенокристы плагиоклаза и пижонита. [Clague, 1976].



Рис. 17. Диаграмма значений главного фактора в разрезе скважины 462А.

Результаты изучения кернов скважины глубоководного бурения 317А, полученных в процессе работы по проекту «Мировой океан», позволили автору провести сравнительный анализ характера магматизма по скважине, пробуренной в южном блоке плато Манихики на глубину более 33 м. Толща базальтов состоит из 10 потоков, четыре из которых переслаиваются с тонкими пачками вулканокластических алевролитов [Init. Rep... V. 33, 1976]. Возраст пород в основании составляет около 106 млн лет. Потоки сложены толеитами, основная масса которых диабазовой или интерсертальной структуры, содержит лейсты плагиоклаза, скопления зёрен пироксена (авгита) и вкрапленники ильменита и магнетита. Верхние горизонты базальтов пористые; количество пор и миндалин с глубиной скважины уменьшается, что, видимо, обусловлено малоглубинными или субаэральными условиями излияния лав и согласуется с предположением о погружении плато за пос-



Рис. 18. Диаграмма значений главного фактора в разрезе скважины 317А (n=42).

ледние 110-120 млн лет на глубины 3,0-3,5 км [Jackson et al., 1976].

Тёмносерые толеитовые базальты скважины 317А очень однородны как по минералогическому, так и по химическому составу. Вкрапленники базальтов представлены микрофенокристами лабрадор-битовнита и клинопироксена. Основная масса пород, характеризующаяся диабазовой или интерсертальной структурой, сложена лейстами плагиоклаза и скоплениями зёрен пироксена при подчиненном содержании ильменита и магнетита. Близкие по составу пироксены микрофенокристов и основной массы, представлены авгитом в верхних (2-поток) и нижних (7-й поток) горизонтов скв. 317А; в центральных (5-й поток) имеют повышенную железистость и состав ферроавгита (табл. 15). Содержания главных окислов базальтов скв. 317А соответствуют таковым в магнезиальных толеитах СОХ, но с пониженным содержанием титана, что позволяет предполагать их сходство с толеитами среднего магнезиального комплекса скв. 462А впадины Науру.

Факторный анализ магматизма скважины 317А, проведённый автором по данным коллекции по разрезу скважины (n=41) отражается в вариации значений главного фактора (рис. 18). Пробы верхних горизонтов скважины (керны 31-1 – 31-3), расположенные в правой части графика, содержат более высокие концентрации титана, алюминия, щелочей и фосфора (соответственно положительным значениям элементов главного фактора). В нижних горизонтах (керны 32-3 – 32-4) область состава пород протягивается вблизи среднего значения состава пород в скважине (табл. 16). Далее, для пород нижних горизонтов (керны 32-5 до 33-3) факторные значения проб расположены в отрицательной части диаграммы, что соответствует значениям, отражающим вариации Mg_{35} и Ca_{38} , и более высоким суммарным концентрациям этих элементов в базальтах. А в горизонтах вблизи основания скважины (33-4 и ниже) состав пород снова варьирует от положительных значений главного фактора до средних величин.

Особенности магматизма провинций центральной и западной частей Тихого океана

Обобщение изложенных данных по магматизму позднеюрско-меловых провинций Меланезии и Манихики показало, что в них более широко проявлены толеитовые и ферротолеитовые базальты плит океанических (тип PIP). Состав этих пород близок составу магнезиальных и железистых базальтов СОХ, отличаясь от них меньшей степенью деплетированности лёгкими р.з.э. Магматические комплексы провинций Северо-Западной, Восточно-Марианской и Лайн представлены титанистыми толеитами и породами дифференцированной серии гавайского типа. Однако в отличие от натриевых пород Гавайского и Императорского хребтов породы этих провинций имеют более высокие содержания калия. Кроме магматических пород гавайского типа, в провинциях центральной и западной частей океана толеитбазальтовые комплексы начального (инициального) магматизма представлены породами, имеющими обогащённый калием и лёгкими акцессорными элементами состав (тип KLAEP). В результате сравнительного анализа и расчета средних составов в суммарной выборке базальтов (n=109), выявлено 5 групп (таксонов) пород, представленных в большей части высокоглинозёмистыми толеитовыми и субщелочными базальтами (табл. 17). Как видно из таблицы, и диаграммы факторной структуры данных (рис. 19), полученные составы пород этих групп имеют реально различающиеся характеристики.

Первая группа пород магнезиальные субщелочные базальты KLAEP, характеризующиеся средними для пород восточной части океана концентрациями титана и щелочей. К этой группе относятся породы, драгированные на Магеллановых горах и поднятиях Шатского и Хесса. Содержания элементовпримесей (стронция и бария) в породах Магеллановых гор повышены

	1(16)	2(7)	3(55)	4(8)	5(15)
SiO,	50,23	50,49	49,86	46,66	47,27
TiO_2	1,80	1,41	2,54	3,38	1,59
Al_2O_3	16,52	17,07	17,98	15,49	19,24
FeO	10,64	11,09	11,50	13,66	13,49
MnO	0,15	0,13	0,18	0,19	0,18
MgO	7,04	2,58	3,23	6,39	5,23
CaO	8,96	9,66	7,30	9,90	8,52
Na ₂ O	2,94	3,05	3,21	2,46	2,42
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	1,32	3,79	2,58	1,24	1,37
P,O_{s}	0,40	0,73	1,60	0,69	0,70
$\frac{1}{f}$	45,9	70,7	66,3	54,6	59,2
Rb	15	26	27	17	24
Sr	405	431	314	283	226
Ba	337	630	374	117	62
Zr	153	124	185	61	62
Ni	141	24	113	182	247
Cr	280	102	158	289	416
V	153	95	212	190	150
				Суммы приве	дены к 100%

Химический состав групп (таксонов) базальтов KLAEP провинций Тихого океана

Таблица 17

в сравнении с их концентрациями в подобных базальтах поднятия Шатского. Вторая группа пород – субщелочные низкотитанистые ферробазальты КLAEP, проявлена на поднятии Шатского и на валу Хоккайдо-Зенкевича. Породы третьей группы – высокожелезистые субщелочные с повышенной титанистостью базальты KLAEP и базальты гавайского типа, характерны для возвышенности Шатского. Четвёртая группа – субщелочные высокотитанистые базальты гавайского типа. К этой группе относятся породы, драгированные на Маршалловых островах и плато Огасавара. Породы пятой группы – высокоглиноземистые низкотитанистые, с высокой железистостью субщелочные базальты встречены в драгировках банки Рамапо.

Факторная диаграмма, рассчитанная для пород описанной выборки базальтов западной части Тихого океана (рис. 19), отражает *I*-й главный фактор, вариацией ассоциации: Si+Na+K в противоположность ассоциации: Mg+Ca+Fe, т.е. главное разделение пород по составу происходит соответственно их кремнекислотности-основности (боуэновский тренд). *II*-й фактор, представленный ассоциацией Mg+Al+Si в положительной части графика и ассоциацией Fe+Ti+P в отрицательной соответствует различиям второго порядка этих групп пород, варьирующих в основном по их магнезиальности – железистости (феннеровский тренд).

На диаграмме эти группы пород разделяются без пересечений; области фигуративных точек, номера групп на которой соответствуют их порядковым номерам в таблице 17, характеризуются различными трендами (направлениями изменения химизма) выборок на разных уровнях кремнекислотностиосновности. Как показало исследование, состав пород характеризуется наибольшим разнообразием на возвышен-



Рис. 19. Факторная диаграмма объединенной выборки толеитовых и субщелочных базальтов Восточно-Марианской и Северо-Западной провинций Тихого океана.

Координаты центра: $SiO_2 - 46,30$; $TiO_2 - 2,10$; $Al_2O_3 - 16,28$; FeO – 11,25; MnO – 0,16; MgO – 4,61; CaO – 7,61; Na_2O – 2,71; K_2O – 2,02; P_2O_5 – 1,06.

ности Шатского. Базальты Магеллановых гор в основном представлены средне- и высокотитанистыми субщелочными базальтами гавайского типа, а для Маршалловых островов драгированы в основном высокотитанистые магнезиальные субщелочные базальты гавайского типа. В общем, математический расчет петрохимических данных, разделивший составы пород на петрохимические типы доказал не стохастическое, а дискретное распределение состава пород, что, видимо, соответствовало дискретности условий их формирования. Наиболее разнообразный генезис пород можно предположить для возвышенности Шатского, а на Магеллановых горах и Маршалловых островах проявлены субщелочные и толеитовые разности базальтов, подобные вышеописанным породам островов Кука Полинезийского свода, т.е. значительно более подщелоченные и насыщенные литофильными элементами в сравнении с гавайскими толеитами.

Диагностику состава магмогенерирующего субстрата базальтов позволяет в первом приближении проводить использование диаграммы минералогической глинозёмистости в координатах: (Fe+Mg) - Ca-(Al-Na-K), предложенной С.А. Коренбаумом [1987], по мнению которого, экспериментально полученная прямая зависимость коэффициента деполимеризации расплава и коэффициента его общей глинозёмистости свидетельствует о том, что механизм фракционирования большинства породообразующих минералов основ-
ных эффузивов (за исключением клинопироксена и глиноземистой шпинели) не оказывает существенного влияния на величину отношения Ca/(Al-Na-K). Это происходит даже при вариации общего давления, т.е. в генетически родственных магмах это отношение остается постоянным.

Области распространения фигуративных точек базальтов различных геохимических типов (океанических, внутриплитных, островодужных и активных континентальных окраин) формируют на диаграмме (рис. 20) самостоятельные поля вне зависимости от степени дифференцированности и щёлочности пород. Базальты срединно-океанических хребтов СОХ (МОRВ) и базальты океанических островов (OIB) образуют самостоятельные поля, приуроченные к мантийному отношению параметров диаграммы (1:1), которое характерно для различных типов ультраосновных пород. При этом поле OIB сдвинуто в сторону более высокого содержания суммы Fe+Mg, что позволяет предполагать более глубинные условия их формирования. Ниже, на уровне отношения параметров (1:0,7) расположено поле состава базальтов



Рис. 20. Диаграмма (Fe+Mg)--Ca-(AL-Na-K) и тренды эволюции расплавов при фракционировании минеральных фаз, изменении общего давления (Робщ) и метасоматозе (взаимодействии базальтового стекла с водой – М). Ol – оливин, Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Pl30-100 – плагиоклаз и его номер, Sp – шпинель, Mt – магнетит. На врезке диаграммы: (")-рассчётные значения средних типов базальтов западной и северо-

на врезке диаграммы: ()-рассчетные значения средних типов оазальтов западной и северозападной частей Тихого океана и (х)-типов рифтогенных окраинно-континентальных базальтов, номера которых соответствуют средним составам типов пород, приведенных в табл. 17. активных континентальных окраин (MCB), характерная для глубинных ксенолитов, связанных с кимберлитами и сформированных, по всей видимости, из метасоматически изменённой мантии. Как видно на диаграмме, большая часть из средних типов изучаемых пород расположены вблизи и даже ниже этого поля, что позволяет предполагать вероятность зависимости генезиса обогащенных типов толеитовых базальтов Палеопацифики от мантийных субстратов, отличающихся от субстратов перидотитовой верхней мантией. По всей видимости, эти отличия связаны с метасоматическими процессами, изменившими состав субстрата верхней мантии. Можно предполагать сходство генезиса формирования изучаемых базальтов с генезисом базальтов активных континентальных окраин (MCB).

ГЛАВА 6 НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПРОВИНЦИИ ОСТРОВНЫХ АРХИПЕЛАГОВ ПОЛИНЕЗИИ

Расположенные в юго-восточной части Тихого океана неоген-четвертичные островные системы Полинезийского свода характеризуются натриевым и калиево-натриевым типом магматизма. Примыкающие к своду с севера Маркизские острова характеризуются совмещением калиево-натриевого и калиевого типом магматизма.

Провинции Полинезийского поднятия

Сводовое поднятие Полинезии шириной около 2 тыс км, представлящее собой пологий отрог ВТП, протягивается в северо-западном направлении более чем на 4 тыс км. В зоне поднятия насчитывается более 100 островов, вулканические цепочки которых расположены в пределах пяти валов: Северного и Южного валов архипелага Туамоту, вала островов Общества, Нижних Кука и северной части Южных островов (рис. 21). В этой группе выделяются провинции Таитянская, Тубуаи и Туамоту. В южной части Полинезийского свода острова Общества представлены окаймленными барьерными рифами вулканическими горами. На юго-востоке Полинезийского поднятия располо-



Рис. 21. Схематическая карта морфоструктур Французской Полинезии [Dupuy et al., 1989].

жены островные валы Южных островов и островов Нижних Кука, мощность земной коры которых составляет около 5,9 км при глубине океана более 5 км. На основании поднятия Туамоту, сложенном покровами платобазальтов, сформированы вулканы центрального типа. Позднее в конце среднего эоцена и в начале раннего олигоцена происходило чередование их погружения и воздымания [Головинский, 1985].

Включающая валы Нижних островов Кука и Южных островов, протягивающихся более чем 2,5 тыс км, провинция Тубуаи представлена цепочками гайотов и островов, щитовые вулканические постройки которых сформировались на палеоценовой океанической коре. Центральные части островов, венчающие вулканическую активность, сложены базальтами и трахитами. Острова Южного архипелага представлены щитовыми вулканическими постройками на палеоценовой океанической коре, поднимающимися с глубины более 4 тыс м. Между островами Райваве и Тубуаи протягивается трансформный разлом Южный [Dupuy et al., 1988; 1989]. Центральные части островов сложены базальтами, реже трахитами. Острова провинции, подобно другим островам Тихого океана, являются щитовыми вулканическими постройками на палеоценовой океанической коре.

Обычно острова Южного архипелага сложены малодифференцированными комплексами пород (табл. 18). Так, для острова Макдональд характерны пикротолеиты, субщелочные и щелочные базальты. Нефелиновые и щелочные оливиновые базальты слагают остров Маротири. Центральный остров Райваве сложен толеитами и гавайитами, а расположенный северо-западнее остров Руруту - толеитами и субщелочными и щелочными базальтами. На острове Риматара, кроме субщелочных и щелочных базальтов натриевого и калиевонатриевого типа, обнаружены калиевые содержащие лейцит разности базальтоидов [Dupuy et al., 1988]. Острова Рапа и Тубуаи сложены дифференцированными сериями пород от щелочных оливиновых базальтов и гавайитов до фонолитов., при этом остров Рапа полностью состоит из переслаивающихся щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов и фонолитов (о-в Рапа) и фонолитовых тефритов и фоидитов (о-в Тубуаи). Остров Рапа, имеющий форму подковы диаметром около 8 км, представлен двумя концентрическими вулканическими конусами один внутри другого. Остров полностью состоит из переслаивающихся щелочных базальтов и гавайитов, составляющих в совокупности около 95% магматических пород, слагающих вулканический конус.

Провинция Таити, именуемая по названию одного из самых больших островов архипелага Общества, протягивается с юго-востока от островов Пихаа до Маупити – на северо-западе. Наиболее хорошо геологически изучен расположенный в южной части архипелага остров Таити [Leotot, Brousse, 1987 и др.]. Образован остров двумя потухшими вулканами Таити-Нуи на западе и Таити-Ики на востоке, соединённых узким перешейком

	1(1)	2(2)	3(1)	4(2)	5(1)	6(3)	7(1)	8(2)
SiO ₂	45,86	46,97	44,10	44,05	44,86	47,43	42,72	43,71
TiO,	2,59	2,43	2,88	3,30	2,13	2,10	1,88	2,40
Al, \dot{O}_{3}	10,95	14,35	11,00	12,01	10,27	11,50	7,08	10,05
MnÖ	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,14	0,18	0,19
Fe,O,	11,70	11,88	12,74	12,84	13,34	12,53	13,48	13,53
MgO	13,18	6,38	14,65	12,63	15,73	13,24	19,27	12,79
CaO	11,90	11,59	10,24	9,74	9,98	8,71	12,16	12,40
Na,O	2,16	2,69	1,85	2,24	2,20	2,36	0,65	1,79
K,Õ	0,47	0,45	0,87	1,14	0,65	0,58	0,18	0,60
$\tilde{P,O_s}$	0,31	0,31	0,48	0,66	0,37	0,33	0,26	0,44
П.п.п.	0,64	2,19	0,96	1,24	042	0,88	2,12	1,49
Сумма	99,91	99,40	99,92	100,01	100,21	99,80	99,98	99,39
\overline{f}	30,9	48,5	30,5	33,9	30,0	32,3	26,1	34,8
Rb	6	10	22	8	18	19	5	18
Sr	368	376	548	750	478	463	272	800
Ba	151	135	242	340	249	194	153	262
Zr	150	157	202	266			117	182
Ni	304	88	285	234	437	67	87	242
Cr	770	214	71	64	758	96	1281	773
V	237	255	212	210	234	296	262	263
[La/Sm] _n	2,15	2,22	2,62	2,85	3,43	2,51	2,99	3,30

Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов провинции Тубуаи (Южные острова)

Таблица 18

Примечание: 1-8 – Южные о-ва (Dupuy et al., 1989; Liotard et al., 1986; Maury et al., 1978): 1-2 – о-в Макдональд: пикротолеит (1), толеит Е-типа (2); 3-4 – о-в Рапа; пикротолеит (3), толеит Е-типа (4); 5-6 – о-в Райваве: пикрит (5), толеит Е-типа (6); 7-8 – о-в Табуаи: пикрит (7), толеит Е-типа (8).

Таравао. Оба вулкана острова Таити сохранили очертания образованных лавовыми потоками щитовых построек. Вблизи центров извержения вулканов рельеф вулканических построек острова осложняется глубокими вертикальными каньонами с отвесными стенками, обнажающими породы интрузивного комплекса острова. Чрезвычайно разнообразные по составу породы Таити варьируют от высокомагнезиальных (ямаскит) до щелочных (монцонит и сиенит) пород; радиологический возраст нефелинового габбро острова составляет около 150 млн лет. Эффузивный комплекс пород вулкана Таити-Нуи в основном представлен щелочными базанитами и анкарамитами (более 95 об. %). Щелочные дифференциаты (трахиты и фонолиты) слагают основную массу извержений вулкана Таити-Нуи (табл. 19).

Таблица 19

	1(1)	2(1)	3(10)	4(1)	5(1)	6(1)	7(1)
SiO,	44,54	43,96	43,99	44,46	42,50	47,00	46,03
TiO,	1,74	2,46	2,62	3,55	3,28	3,20	2,04
$Al_2 O_3$	7,42	9,63	11,94	11,77	9,80	12,21	10,64
Fe_2O_3	13,40	12,90	12,63	15,44	14,30	12,34	13,08
MnO	0,19	0,19	0,20	0,17	0,17	0,15	0,17
MgO	19,52	11,73	9,78	9,73	15,72	10,48	16,00
CaO	10,88	14,45	11,65	13,36	10,37	9,15	8,64
Na ₂ O	1,13	1,95	2,33	1,56	2,81	2,21	2,00
K,Ō	0,19	0,60	0,70	0,77	0,68	1,81	0,83
P_2O_5	0,22	0,39	0,41	0,48	0,51	0,52	0,29
П.п.п.	0,74	1,76	1,78	2,3	0,80	1,69	1,37
Сумма	99,16	100,02	99,50	101,52	100,94	100,64	101,09
\overline{f}	25,7	35,7	39,5	33,3	31,4	37,2	29,2
Rb	5	15	16	11	11	34	21
Sr	234	429	468	680	640	595	340
Ba	110	228	244	370	335	450	220
Zr	113	200	206	288	250	298	169
[La/Sm] _n	2,45	2,91	2,82	2,28	2,13	2,9	2,38

Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Таитянской провинции (острова Кука и Общества)

Примечание: 1-3 – о-ва Кука, о-в Мангайя (Dupuy et al., 1989; Fodor et al., 1982): пикрит (1), толеит Е-типа (2), субщелочной базальт (3); 4-7 – о-ва Общества (Brousse, 1984; Dupuy et al., 1989; Leotot, Brousse, 1987; McBirney, Aoki, 1968): о-в Таити, толеит Е-типа (4), о-в Мехетиа, субщелочной базальт (5); о-в Тахаа, субщелочной базальт (6); о-в Бора-Бора, пикрит (7).

Остров Хуахин, расположеный в 170 км северо-восточнее острова Таити формировался в несколько этапов. Развитие первых четырёх этапов становления острова происходило с севера на юг и только самый интенсивный, последний повторил общее направление становления архипелага Общества [Brousse et al., 1983]. Вулканический комплекс острова Хуахин, подобно острову Таити, также состоит из двух островов-вулканов, соединённых узким перешейком. Более древний находящийся на юге острова вулкан гавайского типа, сохранил конусообразную форму, образованную потоками базальтовой чешуйчатой лавы. В кромке береговой линии основания вулканической постройки, представленной потоками пиллоу-лав, наблюдаются морские гиалокластиты, что свидетельствует о воздымании вулканической постройки после ее образования [Brousse et al., 1983]. Занимающий большую часть острова Хуахин вулканический конус сложен в основном базальтами и содержит в своей кальдере хорошо сохранившийся более молодой вулкан, являющийся самой высокой вершиной этого острова.

Небольшой остров-вулкан Мехетиа, расположенный в 130 км восточнее Таити имеет диаметр немногим превышающий 1,5 км, его высота составляет около 430 м. Сложен остров щелочными оливиновыми и нефелиновыми базальтами. В северо-западной части Таитянской провинции описаны острова, сложенные толеитовыми и субщелочными базальтами (острова Бора-Бора и Тахаа).

Провинция Туамоту оконтуривает одноименное поднятие северовосточного борта Полинезийского свода, образованное Северным и Южным валами. Расположенные на этих валах многочисленные вулканические острова представляют собой сплошь покрытые коралловым панцирем типичные современные атоллы, что существенно усложняет их геологическое изучение. Пробуренная в юго-западной части архипелага Туамоту между островами Ахе и Арутуа глубоководная скв. 318 при глубине океана 2659 м не достигла океанического фундамента. Самые древние осадочные образования, вскрытые на глубине 745 м от поверхности дна, имеют нижнеэоценовый возраст.

В юго-восточной части архипелага Туамоту по программе Комиссариата атомной энергии Франции пробурено несколько скважин в атолле Фангатауфа, представляющего собой небольшой остров, максимальный размер которого не превышает 10 км. Вулканическое основание атолла было достигнуто на глубине более 370 м. Верхние горизонты атолла сложены кальцитом, доломитом и комплексом осадочных пород. Вулканический фундамент атолла образован переслаивающимися пачками пород, сложенных пиллоулавами, туфами и брекчиями, пронизанных дайками базальтоидов. Базальты основания атолла Фангатауфа, представлены ранними толеитовыми разностями пород (11,76-11,14 млн лет) и более поздними – щелочными (9,97-10,29 млн лет). Толеитовые базальты образуют в основном потоки пиллоу-лав; сформировавшиеся в подводных условиях, щелочные базальты кристаллизовались в субаэральных условиях [Guillon et al., 1990].

Среди вулканических островов-атоллов поднятия Туамоту достаточно хорошо изучен один из западных атолл Муруроа. На островках, окружающих лагуну этого атолла, было пробурено 100 мелких скважин и две глубоководные скважины, достигшие вулканического основания на глубинах 415 и 438 м. Основание атолла сложено андезитами гавайского типа с абсолютным возрастом 7+1 млн лет [Головинский, 1985]. Данные по магматизму атолла Муруроа получены в результате изучения вулканического основания атолла, вскрытого в результате военных испытаний и взрыва кораллового панцыря острова [Barditzeff et al., 1986]. Атолл имеет вытянутую форму длиной около 28 км и представляет собой выступающую часть подводного вулканического плато длиной более 60 км. Сформировался атолл на двух вулканах гавайского

типа, которые были окружены рифами ещё до полного окончания активной вулканической деятельности. Комплекс коры океанического основания, обнаруженный на глубине около 4 км, имеет возраст 35-55 млн лет. Значительно меньшим возрастом характеризуется вскрытый выше субаэральный вулканический комплекс атолла (6,42-8,39 млн лет). Вулканические породы атолла представлены темносерыми субщелочными и щелочными базальтами, наряду с которыми обнаружены породы дифференцированного комплекса – гавайиты, муджиериты и трахиты.

Расположенный в южной части Полинезийского свода вал островов Общества характеризуется пологой, выровненной поверхностью, над которой поднимается более десятка вулканических гор, окаймленные барьерными рифами. Расположенные практически на одной линии в юго-восточной части Полинезийского свода острова Южные и Нижние острова Кука, находятся и на расстоянии около 1,3 тыс км друг от друга. Мощность земной коры в районе более погруженного вала островов Кука составляет около 5,9 км при глубине океана более 5 км. В южной части Южных островов в 130 км от о-ва Рапа, расположенного на границе распространения коралловых рифов, океаническая кора имеет мощность около 6,7 км. Вдоль северовосточного борта Полинезийского свода, поднятие Туамоту образовано Северным и Южным валами. Широкий и пологий свод поднятия венчают многочисленные коралловые острова, представляющие собой современные атоллы. Общая мощность земной коры у юго-восточного погружения Южного вала Туамоту составляет 6,2 км при глубине океана 4,7 тыс км [Fujimoto, 1976].

Основные черты геологического развития поднятия Туамоту представляются следующими: завершившийся в позднемеловую эпоху трещинный вулканизм сформировал покровы платобазальтов (2-го слоя) поднятия. Следующий этап вулканизма, характеризующийся развитием вулканов центрального типа, закончился в западной части поднятия не позднее раннего эоцена. Последующее погружение, прерывающееся воздыманиями в конце среднего эоцена и в начале раннего олигоцена, привело к накоплению карбонатных, биогенных и турбидитных обломочных толщ.

Маркизская провинция соответствует одноимённому поднятию, примыкающему с северо-востока к Полинезийскому. Вулканические постройки Маркизских островов, вытянутые в северо-западном направлении субпараллельно направлению островных хребтов Полинезии, также были образованы на палеоценовом океаническом основании на глубине более 4 тыс м. С юга Маркизское поднятие ограничено разломом. Вершины вулканов образуют ряд островов площадью от 5 до 850 км² и высотой до 1265 м. Формирование островов-вулканов обычно происходило следующим образом: после появления щитовой вулканической постройки, её обрушения и образования кальдеры внедрялись интрузии даек и силлов. Равномерно увеличивающийся с юго-востока на северо-запад радиометрический возраст вулканических пород Маркизских островов составляет 1,3-8,8 млн лет [Duncan, Clague, 1985].

Среди пород, слагающих Маркизские острова, преобладают оливиновые толеитовые и субщелочные базальты (табл. 20); в подчиненном количестве встречаются варьирующие по составу дифференциаты как натриевой, так и калиевой субсерий, проявленной на островах Уа-Пу и Нуку-Хива. Остров Уа-Пу характеризуется разнообразными по составу породами, имеющими натриевую и калиевую тенденцию изменения состава пород дифференцированных серий: от толеитовых и щелочных базальтов до гавайитов, муджиеритов, трахитов и фонолитов [Liotard et al., 1986; Dupuy et al., 1989].

Таблица 20

	1(6)	2(6)	3(2)	4(2)	5(1)	6(6)
SiO ₂	46,15	46,16	46,53	41,80	44,75	47,65
TiO,	2,80	3,57	4,05	4,20	2,66	3,10
Al_{0}	9,43	13,42	13,40	12,04	10,70	13,38
MnO	0,18	0,18	0,16	0,19	0,18	0,18
Fe,O,	13,11	13,06	13,27	11,08	13,54	12,52
FeO	*	*	*	4,10	*	*
MgO	15,19	7,75	5,98	8,46	14,63	7,47
CaO	8,74	10,75	11,24	11,05	7,85	10,87
Na ₂ O	2,00	2,85	2,75	2,30	1,88	2,51
$K_2 \tilde{O}$	1,08	1,24	0,56	0,81	0,73	0,78
P_2O_5	0,39	0,7	0,52	0,43	0,43	0,46
П.п.п.	1,41	0,39	0,92	2,42	2,30	0,89
Сумма	100,48	100,07	99,38	98,90	99,65	99,63
f	30,3	48,6	55,5	48,3	31,8	48,8
Rb	24	26	8,0	16	18	16
Sr	385	794	567	685	353	456
Ba	210	250	137	288	205	236
Zr	247	247	367			
Ni	518	518		263	160	167
Cr	901	290		788	630	400
V	273	320		382	248	317
[La/Sm] _n		1,74	1,29			1,85

Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Маркизской провинции

Примечание: 1-6 – Маркизские о-ва (Barsczus, Liotard, 1985; Bishop et al., 1972; Dupuy et al., 1989; Liotard, Barsczus, 1983; Liotard et al., 1986): 1-2 – о-в Фату-Хуку, пикрит (1), субщелочной базальт (2); о-в Уа-Пу, толеит Т-типа (3), о-в Нуку-Хива, субщелочной базальт (4); 5-6 – о-в Эиао, пикротолеит (5), толеит Е-типа (6). * – суммарное железо в виде Fe₂O₃.

Возрастные характеристики пород острова Уа-Пу уменьшаются от толеитов (4,46-5,61 млн лет) к щелочным оливиновым базальтам (2,70-2,88 млн лет), гавайитам (1,78 млн лет) и фонолитам (2,42 млн лет) [Duncan et al., 1986].

Один из южных островов Маркизского архипелага Фату-Хуку, сложен порфировыми лавами, варьирующими от пикритов (океанитов) до бенмореитов [Liotard, Barszus, 1983]. Океаниты Фату-Хуку содержат обильные вкрапления оливина (до 25% от общей массы породы), ассоциирующие с хромшпинелью и клинопироксеном. Расположенный на севере Маркизского архипелага остров Эиао представляет собой верхнюю часть кальдеры вулкана, сложенной лавовыми потоками оливиновых разностей пород, варьирующих от дунитов до пикритов (океанитов). Фенокристы оливина океанитов и базальтов острова Эиао, включают кристаллы шпинели. В северной части Маркизского архипелага между островами Уа-Пу и Хива-Оа драгирована подводная возвышенность Жана Гоге, находящаяся на глубине около 30 м. Изучающие магматизм этой возвышенности Х.Г. Барцусс и Ж.М. Лиотард описывают проявление на возвышенности неизвестного на соседних островах щелочного и даже базанитового магматизма [Barsczus, Liotard, 1984]. Верхняя часть возвышенности, имеющая эллипсоидальную форму длиной около 2 км, сложена океанитами и субщелочными базальтами.

Обобщённые данные по составу породообразующих минералов базальтов Маркизских островов свидетельствуют о более высокой железистости оливина микролитов основной массы в сравнении с его вкрапленниками в гавайитах, субщелочных и толеитовых базальтах. Состав пироксена фенокристов в сравнении с микролитами основной массы базальтов меняется в сторону снижения волластонитовой и энстатитовой компоненты и увеличения – ферросилитовой.

Вулканические породы, вскрытые на атолле Муруроа поднятия Туамоту, представлены субщелочными и щелочными базальтами, содержащими до 12% вкрапленников оливина и пироксена. Кроме того, в базальтах присутствуют вкрапленники плагиоклаза, содержащиеся в небольших количествах (до 12% от общей массы породы), магнетита и шпинели. Основная масса базальтов, кроме минералов-вкрапленников, часто содержит щелочные полевые шпаты.

Магматизм островных хребтов Французской Полинезии и геодинамические аспекты его эволюции

Магматические породы неоген-четвертичных провинций Полинезийского свода отличаются преобладанием высокощелочных разностей. Толеитовые и субщелочные базальты присутствуют в незначительных количествах; на отдельных островах (Таити, Рапа, Тубуаи и др.) описаны дифференцированные серии пород, состоящие из гавайитов, муджиеритов вплоть до трахитов и фонолитов. Породы среднего состава, не характерные для островов Общества, на острове Таити представлены лейкократовым гаюиновым базальтом, получившим название таитита. Среди фенокристов, кроме гаюина присутствуют зональные кристаллы клинопироксена, зерна амфибола и вкрапления содалита. Основная масса слабо раскристаллизована, иногда в ней распознаются щелочной полевой шпат, лейцит и рудный минерал [McBirney, Aoki, 1968]. В основном порфировые мафические лавы вулканов острова Таити характеризуются множеством вкрапленников оливина и авгита и отсутствием полевых шпатов и фельдшпатоидов. Основная масса пород содержит лабрадор, титанавгит, оливин, нефелин, магнетит, ильменит, апатит и изредка лейцит.

Толеитовые базальты, имеющие порфировую структуру, содержат фенокристы плагиоклаза, клинопироксена и в меньшей степени – оливина. В основной массе толеитов, характеризующейся микрокристаллической структурой, присутствуют латиты плагиоклаза, микролиты клинопироксена (авгит), ассоциирующие с темноцветными вкраплениями ферротитанистых минералов.

Оливиновые базальты, широко распространенные на островах Южного архипелага, кроме обилия вкрапленников оливина, содержат фенокристы пироксена, отличающегося чрезвычайно разнообразным составом – от диопсида до салита и авгита. Основная масса базальтов, кроме минералов – фенокристов, имеет вкрапления плагиоклаза (анортозита), железо-титанистых минералов и флогопита [Dupuy et al., 1988, 1989].

В субщелочных и щелочных базальтах в более значительной степени в сравнении с толеитовыми разностями встречаются фенокристы оливина, минеральные включения пироксена, имеющего состав диопсида или салита, вкрапления шпинели, состав которой близок составу вкраплений шпинели в гавайских лавах.

Острова Полинезии в отличие от Гавайских островов, сложенных в основном толеитовыми лавами, характеризуются значительно меньшими объемами толеитов, слагающими щитовые постройки многих полинезийских вулканов. Обобщение петрогеохимических данных толеитового магматизма линейных островных цепочек Тихого океана показало более высокую насыщенность щелочами толеитовых базальтов полинезийских островов в сравнении с толеитами Гавайских островов (табл. 10, 18-20).

Сравнение состава первичных толеитовых базальтов полинезийских островов, островов Самоа и Лайн, проведенное методами факторного анализа, показало существенное различие их состава. Факторная диаграмма (рис. 22) свидетельствует о разделении областей фигуративных точек толеитов различных островов в основном по *I* (главному фактору). Этот фактор, соответствующий вариации ассоциаций – с одной стороны магния и кальция, а с другой – щелочей и глинозёма, естественно отражает изменчивость в составе пород содержания оливина и пироксена в противовес плагиоклазу.



Рис. 22. Факторная диаграмма толеитовых и щелочных базальтов Полинезийского свода и прилегающих структур. Координаты центра: $SiO_2 - 46,32$; $TiO_2 - 2,94$; $Al_2O_3 - 14,03$; FeO - 11,11; MnO - 0,18; MgO - 7,68; CaO - 9,09; $Na_2O - 3,34$; $K_2O - 1,71$; $P_2O_5 - 0,60$.

Области, оконтуривающие совокупности фигуративных точек, соответствующих составам толеитов островных систем, имеют эллипсоидальные, вытянутые вдоль оси І фактора, формы, т.е. направление наибольшей изменчивости состава пород совпадает с направлением оси *I*-го фактора. Характерный для всех островных систем, нанесенных на диаграмму, тренд изменчивости I фактора показывает обогащение плагиоклазовой составляющей толеитовых базальтов острова Таити, а оливин-пироксеновой – островов Маркизских и Самоа. ІІ-фактор вариации состава толеитовых базальтов, соответствующий вертикальной оси диаграммы, отражает изменение содержания кремнекислоты в противовес железу и титану, в конечном счете отражающих изменение степени фракционирования железо-титанистых минералов. Находящиеся на однозначных уровнях главного фактора области точек островов Южных – Кука и Лайн, а также Маркизских и Самоа различаются между собой по значениям ІІ-фактора – в толеитах островов Лайн и Самоа более высокими содержаниями железа и титана, чем на Южных и Маркизских островах. Толеитовые и субщелочные базальты в большей степени в сравнении с базальтами Полинезийского вулкано-сводового поднятия развиты на островах-вулканах Маркизского архипелага. В островных системах Полинезии преобладают щелочные базальты и породы дифференцированных серий.

Сравнительный анализ распределения литофилов, р.з.э. и титана в толеитах Полинезии и Гавайских островов [Sun, Nesbit, 1977] свидетельствуют о близости уровней концентраций р.з.э. и титана в толеитовых полинезийских лавах и щелочных лавах Гавайев (рис. 23). Характерной особенностью толеитов Маркизских островов является существенное превышение концентраций титана и р.з.э. (за исключением лантана) над их содержаниями в гавайских щелочных базальтах. Область распределения содержаний крупноионных некогерентных элементов (K, Rb, Ba, Sr) полинезийских толеитов на графике занимает промежуточное положение между толеитовым и щелочным уровнями их концентраций в гавайских базальтах.



Рис. 23. Спайдердиаграмма распределения нормированных к хондриту содержаний литофильных, р.з.э. и титана в породах линейных островных хребтов Тихого океана. 1, 2 – области распространения фигуративных точек толетовыхбазальтов: 1 – Южных островов, 2 – Маркизских островов; 3, 4 – ли-

нии содержаний элементов в гавайских лавах: 3 – толеит, 4 – щелочной оливиновый базальт.

Таким образом, толеитовый комплекс базальтов островных архипелагов Полинезии по сравнению с гавайским отличается более значительным насыщением пород щелочами, крупноионными литофильными и р.з.э. Насыщенность лёгкими р.з.э. определяется отношением нормированных к хондриту концентрации лантана к самарию [La/Sm]n. Как отмечено выше, гавайские толеитовые лавы (о-ва Кулау и вулкана Мауна-Лоа о-ва Гавайи), в которых это отношение близко к единице (0,9-1,08) [Shilling, 1975], классифицируются как толеитовые (Н-тип). Гавайские переходный (transitional) и обогащённый (enriched) НТ- и НЕ-типы толеитов имеют отношения лантана к самарию соответственно 1,35 и 1,67. В субщелочных базальтах Гавайев это отношение равно 2,5-3.

Значительно более высокие, иногда превышающие значения в гавайских субщелочных базальтах, значения [La/Sm]n наблюдаются в толеитах островов Полинезийского свода; особенно велики эти отношения в базальтах Южных островов Райваве и Тубуаи (табл. 18). Толеиты Маркизских островов отличаются несколько пониженными отношениями лантана к самарию, аналогичными гавайским НТ-типа. Изложенные материалы свидетельствуют, что, не смотря на общее сходство вулканизма Французской Полинезии и Гавайских островов, между толеитовыми комплексами этих провинций имеются существенные различия. Так, если в Гавайской и Императорской провинциях преобладают собственно толеиты, то в Полинезийских провинциях в значительно большей степени, чем толеиты, распространены субщелочные базальты.

С другой стороны, изучение магматизма Маркизских островов, учитывая близкие возрастные характеристики пикритов, толеитовых и субщелочных базальтов вулканов этих островов а также широкое распространение здесь субщелочных лав, свидетельствуют в пользу существования в зоне Маркизских островов сравнительно древнего субщелочного магматизма, что, по-видимому, характерно и для островов Французской Полинезии (Южных, Общества и др.) [Liotard et al., 1986].

Учитывая значительные размеры поднятий и аномальное строение коры можно предполагать, что формирование островов Полинезийского поднятия обусловлено воздыманием океанической литосферы в условиях меридианального её сжатия под Полинезийским сводом, под которым развивалась декомпрессия, что приводило к магматической активизации астеносферы с формированием так называемой Южно-Тихоокеанской изотопной и термической аномалии (ЮТИТА), которая, по мнению современных исследователей, существует около 120 млн лет [Smith W.W. et al., 1989].

Изучение рельефа островов, проведенное К.Морхэнгом [Morhange, 1990], позволило разделить цепочку Южных островов на три отрезка с различной геодинамикой. Эрозионное расчленение вулканического рельефа и погружение вулканической постройки им установлено на участке от о-ва Макдональд до о-ва Райваве. В центральном сегменте – от о-ва Тубуаи до о-ва Атиу вначале происходило поднятие коралловых рифов, а затем их погружение. В северозападном сегменте также обнаруживается погружение в северо-западном направлении. В конечном итоге, этим автором сделан вывод, что, кроме появления вулканов Южного хребта, имела место вулкано-тектоническая активизация, связанная, с изгибом океанической литосферы.

Данные расчёта скорости движения океанической Полинезийской плиты, опубликованные в последние годы, иногда значительно расходятся. Наши расчёты совпадают с цифрами скорости спрединга, приведённые на карте для зон островов Южных-Кука и Общества (10 см в год) и Маркизских островов (10,7 см в год) [Plate tectonic map ..., 1981]. Эти скорости получены на основании возрастных характеристик основного магматического цикла (табл. 21) и расстояния между проекциями центров островов на вектор направления движения плиты от современного вулкана Макдональд до острова Руруту (12,7 млн лет).

Время движения океанической плиты в районе Южных островов практически совпадает со временем субпараллельного движения океанической плиты в районе Гавайев. Подобные расчёты, проведенные для островов Общества и Маркизских, подтверждают их формирование как результат практически одновременного движения по типу «горячих точек» или разломообразования. Подобно Гавайским островам эти хребты характеризуются последовательным развитием с возрастным шагом 0,5 до 2 млн лет и в общем моноциклическим формированием вулканов.

Линейные островные хребты Французской Полинезии островов Южных – Кука, Общества и Маркизских островов, подобно Гавайям вытянутые с юго-востока на северо-запад, имеют возрастные характеристики постепенно

Таблица 2

Остров	Расчёт-	0 7		Спрединг	Активизация		
	ныи воз- раст	цикл	I цикл	II цикл	III цикл	IV цикл	V цикл
1. Макдональд	0	0					
2. Рапа	4,2	5,2-5,0					
3. Райваве	9,0	7,57-5,5			14,1		3,3
4. Тубуаи	10,7	10,8-8,4	24,9	16,5			
5. Руруту	12,7	12,2-11,0					
6. Риматара						4,78	
7. Мангайя			21,9	19,6-16,6	13,7-13,5		
8. Мауке						6,30-4,64	
9. Митиаро			28,6; 21.6		14,4-12,3		
10. Атиу			,			8,58-5,35	
11. Раротонга							3,64-1,10
12. Аитутаки						8,43-6,57	1,93-0,63

Возрастные данные (млн лет) пород островов Южных-Кука

увеличивающиеся от юго-восточных к северо-западным островам. Однако если на Гавайях развитие вулканизма строго соответствует так называемому механизму «горячей точки» или постепенному формированию разломов (разломообразованию), то в Полинезии его развитие имело более сложный, полициклический характер.

Суммирование и обобщение многочисленных К-Ar определений возраста пород островных архипелагов Полинезии [Summary of radiometric..., 1987] позволило разделить их на три группы: 1) породы, образовавшиеся в результате спрединга океанической коры, которые могут соответствовать палеомагнитным аномалиям (I-III циклы); 2) породы, появившиеся в процессе перемещения над «горячей точкой» (основной цикл); 3) породы, связанные с тектоно-магматической активизацией магматических очагов основного цикла (IV и V циклы) (см. табл. 21).

Имеющиеся ограниченные данные по составу толеитов и субщелочных базальтов островных цепей Французской Полинезии (см. табл. 18-21) не дают возможности для построения математической модели магматизма «горячих точек», как это сделано для Гавайских островов, но выявляют подобную общую тенденцию изменчивости состава базальтов вдоль отдельных островных хребтов. Так, для вулканов Южной цепи от острова Руруту к действующему вулкану Макдональд в базальтах прослеживается увеличение щёлочности и уменьшение основности. Подобные зависимости отмечены также для цепочки Маркизских островов. С уменьшением возраста вулканических построек от острова Нуку-Хива к острову Фату-Хуку увеличиваются кремнекислотность и щёлочность толеитовых базальтов и уменьшается их основность и титанистость.

Диагностика состава магмогенерирующих субстратов базальтов

Используемая в работе петрогеохимическая информация о породах различных зон океанического дна с применением математических методов обработки приводится в виде различных диаграмм, позволяющих выявить типы пород интерпретировать генетические особенности формирования магматических комплексов океана.

Общая геохимическая систематика определения корреляций океанических базальтов и диагностики их генезиса проводилась с применением диаграммы, построенной в координатах Sr/Ca – Ba/Ca (SB-диаграммы). Довольно информативная при изучении магматических комплексов SB-диаграмма была предложена японскими геохимиками [Onuma et al., 1981] для выявления петрогенетических особенностей вулканических островов дуги Идзу эта диаграмма и была применена нами для геохимической систематики океанических и окраинно-континентальных базальтов Дальнего Востока [Голубева, 1990; Говоров, Голубева, 1991].

Принцип построения диаграммы основан на различиях ионных радиусов ионов Sr^{+2} , Ba^{+2} и Ca^{+2} . Ионы стронция и бария, имеющие большие радиусы, входят в акцессорные минералы (апатит и флогопит), в то время как имеющий меньший ионный радиус кальций находится в главных минеральных фазах – гранате и клинопироксене. Линии и прилегающие к ним поля фигуративных точек, находящиеся относительно оси Р под углом менее 45° к оси Ba/Ca, соответствуют составам, которые образуются в результате магматической дифференциации с накоплением барий содержащих калиевых и стронций содержащих кальциевых фаз.

Основным элементом диаграммы (рис. 24) является прямая парциального плавления, проведённая под углом 45° к осям и фиксирующая распределение фигуративных точек, соответствующих определённой степени парциального плавления перидотитового (пиролитового) расплава субстрата верхней мантии при условии концентрации Sr и Ba в наиболее легкоплавких акцессорных минералах субстрата – апатите и флогопите. В общем, чем меньше степень парциального плавления, тем меньше значения Sr/Ca и Ba/Ca. При этом, направление изменчивости состава пород, параллельное горизонтальной оси диаграммы, отображает тренд фракционирования плагиоклаза в системе, а направление к горизонтальной оси под углом 30° соответствует тренду кристаллизации клинопироксена.

Дополнительно к перидотитовому тренду парциального плавления (линия Р) при построении SB-диаграммы нами использованы ещё три глав-



Рис. 24. SB-диаграмма зависимости отношений Sr/Ca - Ba/Ca в толеитовых и субщелочных базальтах Тихого океана. [Onuma et al, 1981].

ных тренда составов исходных магм и их материнских субстратов: щелочнонатриевых магм и перидотитовых субстратов, испытавших мантийный натриевый метасоматоз (линия MPN – метаперидотиты натриевые); магм шошонитовой серии и субстратов калиевых эклогитов, вебстеритов и верлитов (линия KEW); щёлочно-калиевых магм и перидотитовых субстратов, испытавших калиевый метасоматоз (линия MPK – метаперидотиты калиевые). Эти тренды получены на основании использования в построении SB-диаграммы многочисленных данных базальтов и ассоциирующих с ними пикритов существенно различного состава, относящихся к разным петрохимическим сериям [Говоров, Голубева, 1990].

Использование SB-диаграммы позволяет интерпретировать генетические особенности формирования пород Тихого океана следующим образом. Подавляющая часть базальтов океанической плиты дна океана ассоциирует с перидотитовым трендом (Р) и характеризуется различными степенями парциального плавления (условиями формирования) и фракционирования. Породы срединно-океанического хребта ВТП при незначительном фракционировании плагиоклаза формировались при плавлении субстрата мантии от 40 до 15%. Согласно этой диаграмме при большей степени фракционирования в сравнении с ВТП сформированы базальты впадины Науру, плато Онтонг-Джава и Галапагосских островов (степень плавления 40-20%). Для толеитбазальтовых комплексов Гавайско-Императорского хребта, характеризующихся повышенными концентрациями стронция и бария и сформированных при повышенном флюидном режиме, по соотношениям параметров SB-диаграммы можно предполагать большую степень плавления субстрата толеитовых базальтов Гавайских вулканов в сравнении с Императорскими. Кроме этого, прослеживается тенденция приближения состава материнских субстратов Императорского хребта и Полинезии к промежуточному между перидотитовым (P) и метаперидотитовым (MPN) трендами. На продолжении P-тренда в сторону уменьшения степени плавления расположена область точек Маршалловых островов. Кроме того, ещё большее приближение к тренду натровых метаперидотитов MPN характерно для толеитовых и субщелочных базальтов Полинезии и Магеллановых гор.

О разнородности условий формирования базальтов поднятия Шатского свидетельствует значительный разброс на SB-диаграмме соответствующих их составам точек (ш); причём, отдельные составы попадают также на тренд KEW, соответствующий субстратам калиевых эклогитов, вебстеритов и верлитов. Вблизи этого тренда находятся точки средних составов 2-го и 3-его типов базальтов KLAEP, представленных низкотитанистыми и высокотитанистыми подщелоченными базальтам, плато Огасавара и поднятия Шатского западной части океана. При этом 1-й тип состава KLAEP (субщелочные базальты Магеллановых гор и поднятий Шатского и Хесса) находится вблизи тренда MPN, а 4-й и 5-й типы пород (субщелочные высокотитанистые ферробазальты плато Огасавара и Маршалловых островов и глинозёмистые низкотитанистые ферробазальты плато Огасавара и банки Рамапо) также близки к перидотитовому тренду (P).

Основные результаты использования SB-диаграммы позволяют предполагать, что толеитовые базальты ВТП и внутриплитные базальты западной части океана, области фигуративных точек которых расположены в левой нижней части диаграммы, соответствующей пониженным значениям параметров графика, сформированы в результате различных довольно высоких степеней плавления (более 15%) перидотитовой верхней мантии при разной степени фракционирования в них плагиоклаза.

Обогащённые литофилами породы островов океана а также породы КLAEP, широко распространённые в западной части Тихого океана в соответствии с SB-диаграммой ассоциируют или с перидотитовой (Р тренд) верхней мантией (Гавайско-Императорский хребет, Маршалловы острова) или с MNP-трендом, испытавшей натриевый метасоматоз метаперидотитовой верхней мантией (Магеллановы горы, поднятия Шатского и Хесса) и даже возможно с субстратами калиевых эклогитов вебстеритов и верлитов (КЕW тренд) верхней мантии, (базальты плато Огасавара и поднятия Шатского). Промежуточное положение между MNP и KEW трендами на диаграмме занимают точки, соответствующие полинезийским островным цепочкам.

В определённой степени классификационной диаграммой для пород океана является диаграмма зависимости концентраций TiO_2 - K_2O (вес. %), приведённая на рис. 25. На диаграмме выделяется область распространения фигуративных точек базальтов СОХ (D-, N-, T- и Е-типов); увеличение железистости пород (показано стрелками) соответствует ферротолеитам соответствующим перечисленным типам, вплоть до ультратитанистых пород Р типа. В эту же область базальтов СОХ Т-типа попадают толеиты PIP (примитивные базальты плит) впадины Науру. Близки спрединговым базальтам СОХ области значений параметров графика зоны Муссау и плато Онтонг-Джава и Манихики. На более высоких уровнях концентрации титана и калия выделяются области значений островных базальтов Гавайев и Полинезии. Соответствующие составам толеитовых и субщелочных базальтов KLAEP Маршалловых островов и Магелановых гор области, находятся на ещё более высоких уровнях концентрации калия.

Существенный разброс нанесенных на диаграмму фигуративных точек состава базальтов возвышенности Шатского является показателем неодно-



Рис. 25. Диаграмма зависимости содержания TiO2-K2O(вес. %) в базальтах Тихого океана.

родности пород, слагающих эту возвышенность. Как видно на диаграмме, в зоне повышенных концентраций калия на разных уровнях титанистости находятся не только фигуративные точки средних типов базальтов KLAEP центральной и северо-западной частей океана, но в эту зону также попадают и точки, соответствующие составам толеитов окраинно-континентальных рифтовых структур и окраинно-континентальных и окраинно-морских базальтов пород Японского моря.

Таким образом, характерные для провинций западной части океана составы базальтов KLAEP по ассоциациям соответствующих петрохимических параметров на диаграммах (рис. 24, 25) в общем близки базальтам активных континентальных окраин или окраинно-континентальных рифтовых структур. Несколько большие вариации глубинных субстратов, из которых образовались эти базальты выявляются на SB-диаграмме (рис. 24): 1-й тип этих пород связан с метаперидотитовой (изменённой в результате натрового метасоматоза), 2-й и 3-й типы – с субстратами калиевых эклогитов, вебстеритов и верлитов в верхней мантии.

Данные отношений изотопов ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, приведённые на рис. 26, в общем также соответствуют моделям петрогенезиса толеитовых и дифференцированных комплексов Тихого океана. Сравнительно ограниченную область значений отношений изотопов занимает ВТП и значительно большие по размерам области соответствуют контуры точек срединноокеанических хребтов Атлантического и Индийского океанов, протягивающиеся



Рис. 26. Схема распределения отношений изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах океанических плит и островных систем Тихого океана [Zindler Hart, 1986].

в сторону более высоких значений отношений изотопов стронция и меньших – неодима. Также протяжённая область распределения отношения изотопов характерна для Гавайских островов, что свидетельствует об участии в выплавлении магматических субстратов Гавайев, как мантийных источников, так и фрагментов океанической коры. Значительное влияние на формирование магматических серий Галапагосских островов оказывали процессы щелочного метасоматоза непосредственно перед началом процесса селективного плавления (т.е. при отсутствии времени, достаточного для накопления радиогенного изотопа стронция). Для Полинезийских островов процессы щелочного метасоматоза имели значительно более раннее и значительное развитие в сравнении с другими островами океана. Что же касается данных, полученных для дифференцированных островных субсерий, то они более всего соответствуют модели магмообразования за счет плавления эклогитовых диапиров [Говоров, Голубева, 1998].

СОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

Изучение геологической истории Земли предполагает необходимость обобщающих исследований магматизма дна Тихого океана. В последние десятилетия чрезвычайно увеличился объём информации о геологическом строении дна Тихого океана, в особенности в результате существенного увеличения количества данных по глубоководному бурению, драгированию и результатов изучения структур океанического ложа геофизическими методами. Многие учёные изучают характер геологических и геодинамических процессов формирования дна Тихого океана на основании исследования вещественного состава магматических пород, слагающих океаническое ложе. Большую роль в развитии этого направления исследований сыграли работы российских учёных, Ю.М. Пущаровского, И.Н. Говорова, А.А. Маракушева, В.Е. Хаина, Т.И. Фроловойимногих других. Однойизглавных проблемнауко Земле является определение причин и механизмов формирования магматизма Тихого океана.

Модели происхождения Тихоокеанской впадины

Главным механизмом, являющимся основой множества моделей образования планет Солнечной системы, начиная с модели Д.В. Смита [Ранняя история..., 1980], принимается аккреция планет из вещества Вселенной, что вполне вероятно, учитывая близость состава вещества Солнца, звёзд и межзвёздного газа (75% массы водород и на 25% гелий). При этом, аккреции предшествовал так называемый «Большой Взрыв» гигантской Сверхновой звезды, происшедший ~ 5 млрд лет тому назад [Маракушев, 1992].

Проблеме происхождения впадины Тихого океана посвящено множество работ. Начало положено с развитых Х. Хессом [Hess, 1962] представлений Ф.А. Венинг-Мейнесса об образовании тихоокеанской впадины в результате конвективного перемещения недифференцированного протопланетного вещества в виде одноячеистого конвекционного вихря по всему объёму земного шара. Происхождение Тихоокеанской впадины, согласно так называемой ударной модели обусловлено столкновением Земли с крупной планетезималью и последующей конденсацией её отделившегося вещества с образованием Луны [Cameron, Ward, 1976; Рингвуд, 1982]. Гигантская депрессионная структура Тихого океана Земли в общем подобна аналогичным структурам, образованным в результате коровой эволюции на других планетах. При этом их эндогенное развитие прекратилось в результате полной консолидации значительно раньше, чем на Земле, которая отличалась большим запасом флюидных компонентов в недрах, обеспечившим её развитие на продолжении 4,6 млрд лет назад. В результате на Земле произошло полное обновление её внешних оболочек и сформировались континентальная и океаническая кора, отличная от коры на Луне и других планетах. Геологическая история эволюции земной коры начиналась с формирования в Мировом океане, покрывающем около 3,8 млрд лет тому назад всю земную поверхность первичных складчатых ядер континентов, которые затем импульсивно разрастались с образованием складчатых поясов.

Распространена точка зрения о непрерывном существовании Тихого океана в течение всего фанерозоя или его появления, по крайней мере, с конца докембрия. Вывод о допалеозойском заложении океанической впадины в результате изучения её окраин и континентального обрамления, составляющих Тихоокеанский подвижный пояс, был сделан на основании выявления в нём фрагментов более древних раннемезозойских, палеозойских, и даже докембрийских структур. По мнению отдельных авторов, постепенное раскрытие океанического бассейна происходило с момента заложения континентальных рифтовых систем во второй половине докембрия и завершалось процессами спрединга в рифее-кембрии, приведшими к формированию Протопацифики [Пущаровский, 1972]. Учёт геохронологических признаков существования активных континентальных окраин (рифтогенных протогеосинклиналей и др.) в пределах континента, если связывать заложение древнего океана (Панталасса) с возникновением суперконтинента Пангеи, позволяет провести возрастную границу заложения океана опустив её ниже до раннего протерозоя или даже до позднего архея [Хаин, 1987]. Согласно данных спутниковой геодезии и палеомагнитных данных, проводимых с использованием совершенной компьютерной техники, Г. Давидсон [Davidson, 1992] делает вывод о позднепротерозойском существовании Тихого океана.

На основании палеогеодинамических реконструкций [Хаин, 1985] начальные этапы образования Тихоокеанской впадины приурочены к периоду, когда материковые ядра современных материков Северной Америки, Австралии и Африки в результате раскола начали разделяться. В это время праокеан Тетис, расположенный на месте Средиземного, Чёрного и Каспийского морей, сократился и распался на ряд бассейнов. На стадии пермьтриасовых этапов существования Тихий океан характеризовался общей широтной ориентировкой основных осей спрединга; смещение Тихоокеанской плиты происходило в основном к северу. На более поздней юрской стадии океан приобрёл более замкнутые очертания; ориентировка осей спрединга сменилась на меридиональную, а направление смещения Тихоокеанской плиты стало западным [Хаин, 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. Проведённый цитируемыми авторами анализ палеомагнитных и палеоклиматических данных позволил им предполагать, что в юрско-меловой период в западной части к середине мела Тихоокеанская плита увеличилась в размерах за счёт перемещения северной границы к северу и южной границы с плитой Феникс к югу. В это же время (110-70 млн лет назад) в Центральной котловине к северовостоку и к северу формировались новые оси спрединга. На рубеже 80 млн лет на юго-востоке обособилась плита Алук, представляющая собой реликт плиты Феникс. При этом на рубеже мела и палеогена (~ 65 млн лет) в зонах субдукции происходило поглощение смещающихся к северу Тихоокеанской плиты и плиты Кула.

Согласно представлениям С. Уеда [1980] движение Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской представляло собой вращение вокруг центра, находящегося в Северной Америке в точке с координатами 50° с.ш. и 85° з.д. Расчёт геометрически возможного движения Тихоокеанской плиты основан на условиях параллельности движения направлению трансформных разломов и его перпендикулярности простиранию океанических хребтов. Этим событиям непосредственно предшествовало разделение Тихоокеанской плиты на западный и восточный блоки вдоль крупного правого сдвига по так называемой «главной диагонали», представленной Императорским разломом и разломом хребта Лайн, отделяющей западную, более древнюю часть, от восточной, более молодой части Тихого океана.

Процессы, формирующие структуры дна Тихого океана

Тихоокеанская плита соответственно палеогеодинамической реконструкции И.Н. Говорова [Петрологические..., 1996] уже в позднемеловое (кампанское) время (70 млн лет) имела размеры близкие к современным. В пределах всего ложа океана в результате рассеянного спрединга формировались структуры океанического ложа. К средине палеогена в вследствие мантийной конвекции и в результате линейного спрединга новая океаническая кора стала образовываться в протяжённой спрединговой зоне Восточно- Тихоокеанского поднятия (ВТП). Периферическое разрастание Тихоокеанской плиты не нарушало глубинной стабильности центральной части плиты.

Согласно концепции тектоники плит формирование обновленной литосферы океана происходит в срединно-океанических хребтах – зонах спрединга; компенсирует спрединг литосферной плиты её погружение (субдукция) в глубоководных желобах. В любом случае сутью механизма субдукции являются представления об океанической литосфере как о жесткой плитной структуре, движущейся по лежащей ниже её более размягчённой астеносфере и погружающейся в глубоководных желобах. При этом многочисленные данные сейсмопрофилирования (МОГТ) не подтверждают поддвиг океанической коры, а свидетельствуют о близком к горизонтальному её залеганию и даже её незначительный подъём под внешними частями островных дуг или континентов [Шлезингер, 2003]. В различных блоках ВТП, отделённых друг от друга трансформными разломами, наблюдаются различия расстояний между магнитными аномалиями, характеризующимися однозначными возрастными данными [Plate tectonic map..., 1987]. Так, расстояния между одинаковыми аномалиями значительно больше в блоках, расположенных ближе к экватору, т.е. величина изменения расстояний между магнитными аномалиями в единицу времени зависит, по-видимому, не только от скорости возможного движения океанической плиты и величины дрейфа рифтовой структуры, но и от объёма магматических излияний в определённый интервал времени. Если принять в первом приближении эту величину за значение скорости спрединга океанической плиты, то вариации её параметров, приведённые на рис. 5, отличаются изменением значений, уменьшающихся от экватора к полюсам в различные интервалы времени в геологической истории развития срединного хребта.

В последние 5 млн лет близэкваториальные сегменты (от экватора до 10° с.ш.) характеризуются максимальными значениями скоростей (более 12 см/год), что возможно обусловлено продвижением во времени от 35 млн лет на запад (аномалия 13) оси спрединга Галапагосского рифта. Как видно на диаграмме (рис. 3), при удалении от экватора, как в северном, так и в южном направлениях (17° с.ш. до 28° ю.ш.), значения скоростей спрединга океанической плиты начинают снижаться до 10-7 см/год, а далее и до 4-5 см/год. При этом, также наблюдается тенденция снижения значений скоростей спрединга до 2 см/год для более древних зон склонов ВТП, соответствующих возрастам 25-40 млн лет.

С другой стороны, выяснились факты, что полосовые магнитные аномалии не всегда могут объяснить особенности формирования магнитного поля. Глубоководные исследования выявили причудливую картину придонного магнитного поля. Роль базальтов в ряде случаев возможно преувеличена в результате выявления разрушения их намагниченности в процессе низкотемпературного окисления [Филатьев, 2005].

Для западной части Тихого океана магнитные аномалии, наблюдающиеся в Меланезийском бассейне (М 29-16), соответствуют юрскому спредингу со скоростью 4,8 см/год; при этом, близкие значения скорости спрединга (4,2 см/год) характерны для спрединговой системы вблизи Маршалловых островов.

Особенности земной коры структур Тихого океана

Геофизические данные о строении земной коры геологических структур океанического ложа свидетельствуют о вариациях мощности разных зон и общей мощности слоёв океанической литосферы. Различным строением характеризуются первичные структуры океана – океанические плиты восточной с более молодой и относительно гомогенной океанической корой и более древних структур центральной и западной частей, отличающихся сложностью ассоциаций пород и большей мощностью коры дна океана. Отображением строения отдельных структур океана и общей неоднородности океанической коры явилось обобщение геофизических данных для Тихого океана [Семёнова, 1985]. Оценка отклонений геофизических параметров от средних значений в различных зонах океана позволили обосновать схему разделения океанического дна на блоки или районы, характеризующиеся определённой моделью строения. Контуры выделенных соответственно сейсмическим моделям районов океана в принципе согласуются с петрологическими провинциями океана, но в ряде случаев являются обобщёнными в сравнении с предложенной схемой выделения провинций (рис. 1). Как видно из таблицы 22, данные параметров глубинности 2-го слоя (базальтов и долеритов) и 3-го слоя (габбро и кумулятивных габброидов) существенно различаются для крупнейших структур ложа океана Восточно-Тихоокеанского поднятия и Западно-Тихоокеанской депрессии, разделённых Центрально-Тихоокеанской флексурой.

Выделенная изначально как океаническая утонённая кора срединноокеанического хребта ВТП, не смотря на структурно-морфологическое единство на больших протяжениях в различных его частях характеризуется неоднородным строением и гетерогенным субстратом [Пущаровский, 1986]. Средние значения мощностей 2-го (переходного) и 3-го (океанического) слоёв и общей мощности океанической коры (глубины до поверхности Мохоровичича) имеют в зоне ВТП минимальные значения и составляют соответственно:

Таблица 22

	Обоб- щённая модель Тихого океана	Сейсмические модели коры основных структур океана							
Основные		Восточ- ная часть океана (ВТП)	Цент- раль- ная Флек- сура	Западная часть Тихого океана					
параметры мощности слоёв Тихого океана (км)				Обоб- щённая модель	Подня- тия Шат- ского, Хесса	Плато Онтонг- Джава, Мани- хики	Впа- дина Науру		
Водный слой	5,0	4,3	4,8	4,5	4,2	2,4	5,1		
Осадочный (1-й)	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	1,1	0,4		
Переходный (2-й)	1,2	1,2	1,0	2,2	3,3	6,5	1,9		
Океанический(3й)	4,5	4,2	5,0	5,5	12,0	25,0	5,8		
Общая мощность (до границы Мохо)	11,0	10,0	11,2	13,0	20,0	35,0	13,0		

Основные параметры мощности слоёв структур океанического ложа Тихого океана по геофизическим данным

Примечание: Средние значения по структурам океана рассчитаны по данным Г.И. Семёновой [1985].

1,2 км, 4,2 км и 10 км. Практически однородной пониженной мощностью океанического слоя (менее 3 км) характеризуются северные зоны ВТП от 18° с.ш. до 18° ю.ш., включая хребты Хуан де Фука и Горда. Резкие изменения толщины океанической коры от 3 км до 6 км в большей степени характерны для юго-восточных зон ВТП (южнее 20° ю.ш.). Занимающие главное положение в северо-восточной части океана первичные структуры ложа океана абиссальные плиты (котловины), несмотря на отмечаемые в них расслоения и внутренние нарушения, наиболее однородны. В Северо-Восточной котловине, представляющей собой абиссальную плиту на флангах спредингового хребта, мощность океанического слоя составляет 4-5 км, при общей мощности коры, не превышающей 12 км; возраст ложа котловины варьирует от начала позднего мела до эоцена [Candle et al., 1992]. Западная её часть, сходная практически по всем параметрам с самой котловиной, имеет несколько повышенные значения 3-го слоя – 5,6 км и общую мощность коры – до 13 км.

Трансформные разломы и магнитные аномалии, фиксирующиеся внутри плит, соответствуют зонам наращивания океанической коры. Сформировавшие изгиб в северной части океана магнитные аномалии 34-25 образуют так называемую Большую «магнитную бухту» [Mammerickx, Sharman, 1988], фиксирующую раннеэоценовую перестройку спрединговых систем Кула-Пацифик и Пацифик-Фараллон [Меланхолина, 1996].

При этом Тихоокеанская мегавпадина представляет собой единую глобальную морфоструктуру, что фиксируется данными батиметрии и альтиметрии. Установленные в результате исследования GEOSAT разломы в 3C3-BIOB направлении по Б.И. Васильеву [Геологическое строение..., 2005], в основном представлены внутриокеаническими хребтами, состоящими из цепочек островов (Императорский, Гавайский, Лайн и др.).

Для центральной и западной частей океана, характеризующихся более сложным рельефом, свойственна более значительная степень погружения основных границ океанического дна и более сложное распределение параметров глубинности слоёв геологических комплексов (табл. 22). Несколько повышенные относительно средних значений по океану (на 0,5-2,5 км) параметры глубинности характерны для подавляющих по площади западных зон океанической плиты (Восточно-Марианской и Меланезийской котловин).

Повышенные значения параметров мощности коры, характерные для океанических сводов островных хребтов Полинезии, Гавайев, Лайн и Императорского, варьируют от 18 до 25 км [Хаин, 1985; Wilson, 1991]. В западной части Тихого океана толщина коры многих океанических поднятий Шатского, Хесса, Магеллана, Мид-Пацифик в 2-3 раза превышает значения толщины коры океанических плит (7-8 км). Так, в районе поднятия Шатского, по данным разных авторов, общая мощность коры составляет от 18 до 26 км,

при этом наибольшие увеличения, достигающие 12 км, наблюдаются в 3-ем слое. На поднятии Хесса толщина коры увеличена до 17 км. Повышение мощности коры поднятий, как отмечено выше, происходило, по-видимому, в результате уплотнения и скучивания материала океанической коры, обусловленное интенсивным сжатием с полюсов.

Расположенные в юго-западной части Тихого океана океанические поднятия Онтонг-Джава и Манихики характеризуются максимальными значениями толщины океанической коры (до 40 км), что в 3-5 раз выше средних параметров толщины коры океана. Поскольку плато этой зоны океана имеют повышенную мощность коры и сходный с рифтогенным состав пород, проявление обширного мелового магматизма, по-видимому, обусловлено образованием субширотных менее глубинных «расколов коры», подобных рифтогенным, в результате которых формировались магматические камеры, площадные излияния из которых формировали плато Онтонг-Джава и Манихики 105 млн лет тому назад были единым плато [Gradstein et al., 2004]. С другой стороны, в зоне плато Онтонг-Джава по данным сейсмотомографии обнаружен один из крупнейших на Земле «суперплюм» (122-90 млн лет) [Ito Garrett et al., 1998; Klosko et al., 2001], в результате которого возможно и образованы плато.

Формирующие структуры тектонического скучивания в одних местах и растяжения в других, латеральные движения подкорового вещества или тектонические течения часто сопровождались срывами и в ходе движения масс подкорового вещества могли переходить в экстремальные закритические состояния, обусловленные силами трения с образованием энергетического очага (плюма). Сейсмотомографические данные о глубинах зарождения мантийных плюмов в океане свидетельствуют о различных уровнях их формирования. Суммирование данных позволило выявить плюмы, зарождающиеся в океане внутри мантии на разных уровнях – от 2800 до 650 км [Montelli et al., 2004]. В Тихом океане горячие точки фиксированы в основном на островах Пасхи, Самоа, Таити на глубинах до 2350 км и Хуан де Фука, Галапагос на глубинах до 1000 км. Радиусы основания плюмов варьируют от 300 км до 100 км [Пущаровский, 2004].

Состояние глубинного вещества в Тихом океане

По данным глубинной сейсмотомографии внутри Земли на разных её уровнях фиксируются структурные неоднородности и перемежающиеся зоны сжатия и растяжения [Su et al., 1994; The Journal ..., 1994]. Состоящие из оболочек глубинные слои ложа океана характеризуются увеличением плотности вещества к центру, обусловленным соответствующими его изменениями в том числе и фазовыми переходами вещества оболочек. Области глубинного разуплотненного вещества в виде пластов и линз выделены в Тихом океане [Дзивонски, Вудхауз, 1989-1990; Nolet, Wortel, 1989]. На картесхеме (рис. 27) обозначены контуры современных астенолинз наибольшего разуплотнения (> 2%), расположенные в Тихом океане на глубинах 50 км (А50). Подобные астенолинзы прослеживаются в областях распространения наиболее поздних мел-палеогеновых и палеоген-неогеновых базальтовых лав на востоке в зоне ВТП и на западе в районе Филиппинского моря; астенолинзы отсутствуют в центре океана на верхних горизонтах верхней мантии. Проявление разуплотненного глубинного вещества в верхней мантии океана свидетельствует о высокой тепловой активности её глубинных слоев. Значительное преобладание обширных астенолинз разуплотнения на разных глубинах под ложем Тихого океана фиксировано в разрезах глубиной до 600 км на 20⁰ северной (рис. 27А) и южной (рис. 27Б) широт. Астенолинзы, являющиеся источниками покровных базальтов, проявлены в основном в приповерхностных сферах (в первых сотнях км). В зонах «горячих точек» Гавайев и Полинезии на глубинах более 300 км наблюдаются высокотемпературные астенолинзы малой плотности, содержащие внутри более плотные (охлаждённые) линзообразные фрагменты. Приповерхносное расплавление астенолинз, по мнению автора, могло быть обусловлено разломообразованием, поскольку «горячая точка» представляется глубинным высокотемпературным расплавом и невелика вероятность охлажения астенолиз изнутри.

Самая плотная «холодная» верхняя мантия расположена южнее поднятия Шатского, в полосе древнейшего океана и в центре южной части Тихого океана. Сплошную разуплотненную «горячую» зону до глубины 2850 км фиксирует сейсмомодель центрального блока океана, что свидетельствует о существенной глобальной особенности Тихого океана. Как показало геологическое и петрологическое изучение дна Тихого океана, особенностью магматизма его ложа является петрологическое сходство большинства областей океанических плит, характеризующихся региональным распространением толеитбазальтового вулканизма. С другой стороны, в океане широко развиты структуры, сложенные породами близкими по составу породам окраинноконтинентальных базальтов [Говоров и др., 1992; Голубева, 2000 и др.]. На этом основании естественно предположение о возможности существования в океане процессов «океанизации» континентальной коры, т.е. развития океанических структур за счёт континентальных. По А.А. Маракушеву [2000], в общей эволюции океанов процессы «океанизации» сочетались с развитием складчатых поясов континентов, последовательно сокративших площадь Мирового океана с глубокого докембрия, в это время океан имел внешнюю оболочку слоя базитовых пород, покрывающих ультраосновную мантию. Судя по взаиморасположению сейсмически аномальных полей, внутренняя структура каждой из выделенных глубинных геосфер довольно сложна и отражает





На карте обозначены астенолинзы А50 (глубина 50 км), по [Дзивонски, Вудхауз, 1989-1990]. Ниже приведены астенолинзы в верхней мантии (разрез) соответственно для северной (А) и южной (Б) частей Тихого океана, по [Nolet, Wortel, 1989].

1 – поля покровных базальтов рубежа мел-палеогена (а) и палеогена-неогена (в), 2-3 – положительные (переуплотненные) среды: 2 – (0-2%), 3 – (> 2%); 4-6 – отрицательные (разуплотненные) среды: 4 – (0-1%), 5 – (1-2%), 6 – (> 2%).

Схемы приведены с изменением масштаба из работы Г.Ф. Макаренко [1995].

их геодинамическое многообразие, предполагающее их возможное тектоническое течение, т.е. движение материала глубинных слоёв, как в латеральном, так и радиальном направлении. Эти сверхглубинные тепломассопотоки, охватывая смежные геосферы, часто бывают сквозьмантийными, достигающими земной поверхности [Пущаровский, 1997].

Физические аспекты строения Земли

Представляющая собой эллипсоид вращения фигура Земного шара, сложена веществом, которое необходимо должно обладать вязкими свойствами, чтобы притяжение частиц в нём преобладало над центробежной силой. Результаты измерения кривизны Земли вблизи экватора и полюса показали, что она сжата с полюсов, при этом разница в длине экваториальных полуосей превышает всего 200м, что составляет по отношению к длине средней экваториальной полуоси немногим более 0,003% [Цареградский, 1963].

Земля имеет слоистое строение. Поверхностный слой Земли, толщина коры которого составляет 30-40 км на континентах и около 6 км в океане, представляет собой земную кору или литосферу. Ниже в интервале 0-200 км литосфера переходит в астеносферу, способную к вязкому пластическому течению, для которой характерны плотностные неоднородности и активные перемещения горячей лавы. Астеносфера приближается к земной поверхности в областях океанов, океанических хребтов и вулканических островов.

Моделирование глубинного строения земли по данным сейсмографии



Рис. 28. Глубинные геосферы Земли [Ю.М. Пущаровский, Д.Ю. Пущаровский, 1999]. Геосферы внешнего ядра [Lister, Buffett, 1998].

показало, что в разрезе мантии в настоящее время выявляется шесть геосфер (рис. 28). Одним из важных выводов модели является выделение мощной средней мантии, отделённой от верхней и нижней мантий обширными зонами раздела, отличающимися сложным распределением неоднородностей. Если учесть отсутствие регулярности в распределении сейсмоаномалий, то все внутригеосферные процессы носят хаотичный характер. Вывод заключается в том, что мантийные геосферы являются не только поглотителями и трансформаторами энергии, поступающей извне, но и сами продуцируют энергетические импульсы в связи с происходящими в них тектоническими процессами.

Многими исследователями была установлена закономерность направления расположения систем трещин и разломов в пределах множества районов Земли. При этом, объяснение происхождения региональных систем трещин изменением скорости вращения Земли было сделано Н. Арабю (1937). Именно в это время появилась ротационная гипотеза происхождения планетарной трещиноватости, согласно которой была признана необходимость принятия во внимание факта вращения Земли.

Согласно информации о существовании на Земле планетарной сети трещиноватости, представленной разрывными нарушениями, в том числе и глубинными, поверхность земного шара покрыта относительно правильной сетью геометрического типа, именуемой регматической решёткой [Филатьев, 2005; Анохин, 2006]. Эмпирически подтверждён тот факт, что многие крупные протяжённые элементы рельефа земной поверхности контролируются разрывными нарушениями, сформированными под воздействием сил, образующихся в результате ротации Земли.

Существует множество гипотез о причинах распределения и направления разломов планетарного плана. Многие исследователи считают, что не только ротационный режим планеты и изменение скорости её вращения определяли образование сети разломов, существенную роль играли тангенсальные напряжения. Основа регматической земной сети представлена шестиугольной (гексагональной) решёткой систем разломов на поверхности земного шара. Эти системы разрывных нарушений подчиняются направлениям С-Ю, В-3, СЗ и СВ. Основоположником изучения систематичности расположения трещин и вертикальных разломов земной коры, по мнению В.Е. Хаина [1973], был американский учёный Уильям Хоббс, который впервые ввёл в геологический обиход термин «линеамент», обозначающий «прямолинейное земное образование» (разлом, хребет). Структурный план планеты обладает высокой степенью упорядоченности, выраженной в разноуровневой симметрии к оси вращения и к экватору.

Изучение направленности розы-диаграммы для хребтов западной части Тихого океана показало их соответствие: а) чётким лучам ортогональной системы и б) хуже выраженным, более коротким лучам диагональных систем с повышенным разбросом направленности последних. Это, в общем, подтверждает вывод об образовании субмеридиональных (ортогональных) разломов этой части океана, для которых впоследствии под влиянием ротации Земли направление разломов меняется на северо-восточное.

Эволюция магматизма Тихого океана

Выделенные Ю.М. Пущаровским [1986] этапы развития геологических структур дна Тихого океана представлены: 1) в начале (от юры до позднего

мела) в условиях рассеянного спрединга происходило формирование базальтового ложа океана и образование крупных океанических поднятий с утолщенной корой (Шатского, Хесса); 2) далее (конец мела – и начало палеогена) образовывались вулканические хребты, приуроченные к разломным зонам (Императорский, Лайн и др.); 3) в продолжающийся и поныне позднекайнозойский этап, происходили излияния лав в зонах спрединга (ВТП, Калифорнийский залив и др.) и формирование вулканических хребтов, «связанных с горячими точками».

Суммирование информации о формировании структур дна Тихого океана этапы эволюции магматизма океанических структур могут быть условно представлены:

1) Позднетриасово-юрско-раннемеловой этап (от ~ 200 до 100 млн лет), в течение которого происходило формирование и наращивание главенствующей в настоящее время в океане Тихоокеанской плиты в результате раздвига и интенсивного спрединга, происходящих в зонах сочленения трёх океанических плит, разделённых спрединговыми зонами: Кула – на севере, Фараллон – на востоке и Феникс – на юго-западе [Хаин, 2001]. Последующие процессы вулканической активизации литосферных плит обусловлены образованием трещинных излияний базальтов и рифтогенных прогибов, являющихся основой формирования новообразованных поднятий. Последующие инверсии и воздымание этих поднятий, сопровождающиеся развитием щелочного уклона в магматизме, по-видимому, были причиной возникновения обширных поднятий, характеризующихся утолщённой корой. Так, к этому этапу приурочено формирование и возможно «наращивание» уже существующих субширотных щелочных океанических комплексов океана, подобных анкарамиттрахибазальтовому поясу Маркус-Уэйк – Мид-Пацифик, в основании которого присутствуют древние погребённые субконтинентальные структуры [Говоров и др., 1993].

Сформировавшиеся в начальные этапы эволюции океанические структуры типа океанских земель, имеющих утолщенную кору (Хесса, Шатского), сложены различными типами пород, состав которых варьирует от щелочных базальтов, примитивных толеитов океанических плит PIP до «обогащённых» толеитов KLAEP. К середине мела также приурочены нарастающие площадные излияния значительных масс толеитовых лав, слагающих в океане многие котловины и впадины. Особый интерес представляет субширотный комплекс юго-западной части океана (плато Онтонг-Джава и Манихики и впадина Науру), магматизм которых представлен формационно-геохимическим типом примитивных толеитов океанических плит PIP, являющимся петрологическим аналогом толеитовых базальтов COX.

2) В позднемеловой-палеоценовый этап (менее 100 до 55 млн лет) продолжалось формирование Тихоокеанской плиты за счёт ещё более интенсивных в сравнении с предыдущим этапом излияниями толеитовых лав, кроме того, продолжалось формирование щелочных комплексов. На дне океана возникали вулканические хребты, приуроченные в основном к разломным зонам (Императорский, основной хребет Лайн, Маршалловы острова и др.). Магматические породы этого этапа в основном представлены титанистыми толеитами и дифференцированными щелочнобазальтовыми сериями гавайского типа. В пределах Восточно-Марианской и Северо-Западной провинций наряду с примитивными толеитами широко развиты «обогащённые» базальты типа КLAEP, петрологически близкие базальтам окраин континентов.

3) Эоцен-олигоценовый этап (менее 55 до 25 млн лет) Отличительной особенностью этапа является существенное снижение объёмов толеитового и щелочного магматизма в океане. В это время происходило формирования островов Императорского хребта и вулканической системы Лайн на фоне площадных излияний толеитовых лав и начавшегося формирования современной структуры срединно-океанического хребта (COX) Тихого океана. Породы, характерные для формирующихся структур этого этапа, кроме примитивных толеитов PIP, представлены толеитовыми и щелочными дифференцированными базальтами гавайского типа. Натриево-калиевыми щелочными комплексами пород сложены вулканы-атоллы Императорского хребта, основного хребта Лайн, Магеллановых гор и др.; калиево-натриевые щелочные комплексы проявлены в хребте Кросс-Лайн.

4) Миоцен-голоценовый этап (менее 25-0 млн лет) представляет собой главный этап формирования структуры восточной части Тихого океана срединно-океанического хребта. В это время образовались прилегающие к ВТП рифтовые зоны Эксплорер, Хуан де Фука, Калифорнийского залива и зоны Галапагос. В западной части океана в течение этого этапа возникли линейные вулканические постройки, их группы и хребты. Кроме того, продолжалось формирование островов системы Лайн и других островных систем. При этом, этап ознаменован появлением линейных вулканических хребтов на разломных зонах или, как принято считать, «связанных с горячими точками» (Гавайские и Каролинские острова, островные цепи Полинезии и Маркизских островов острова и др.). Возникали также новые группы и отдельные вулканы в океане, так и вулканы линейных вулканических структур, ассоциирующих с глубинными разломными зонами (хребты системы Лайн, островов Кука и др.).

Характерной особенностью магматизма неогенового этапа является проявление в зоне COX и окаймляющих его рифтовых структур наиболее деплетированных в сравнении с базальтами других зон океана D- и N-типов толеитов и ферротолеитов. Более обогащённые базальты T- и Е-типов приурочены к удалённым от хребта ВТП зонам, причём, подщелоченность и особенно калиевость базальтов растёт при удалении от оси поднятия.

В рифтовых структурах и в разломных зонах, секущих поднятие ВТП развиты ультратитанистые высокожелезистые базальты.

Результаты определения возраста пород океанического фундамента, превышающие нижнюю границу раннего этапа магматизма океана (100 млн лет), относящиеся в основном к биостратиграфическим данным, приведены для скв. 462 впадины Науру (110-130 млн лет), плато Манихики (115-120 млн лет), Онтонг-Джава (112-120 млн лет), фундамента островов Лайн (128 млн лет), гор Мид-Пацифик (117-133 млн лет) [Summary of radiometric ages..., 1987; Говоров и др., 1996]. Позднетриасовый возраст (К-Аг-метод: 215 млн лет) анкарамитов и трахитов, драгированных в основании гайотов западной части Тихого океана [Говоров и др., 1993], позволяет предполагать вероятность существования более ранней «видимой» границы излияния высокощелочных и анкарамитовых лав в океане.

Состав толеитовых и субщелочных пород полинезийских хребтов отличается от гавайских повышенными содержаниями щелочных элементов и лёгких литофильных микропримесей. В то же время, как в поднятиях (Шатского и Хесса), так и в субмеридиональных вулканических хребтах о-вов Лайн, Маршалловых островов и Магеллановых гор, возникали и формировались разобщенные вулканы, изливавшие щелочнобазальтовые лавы гавайского типа.

Постепенное увеличение возраста островов системы Гавайского архипелага от острова современного магматизма Гавайи вплоть до 12 млн лет, по мнению многих исследователей, свидетельствует о зависимости образования хребта от «горячей точки». Эта модель в сходном временном интервале также наблюдается для полинезийских островных систем (Южных и Маркизских островов) и Каролинских островов. Однако, подобный тип вулканизма характерен для множества океанических островных систем (Лайн, Маршалловых островов, Магеллановых гор и др.), для которых возраст островов не зависит от их местоположения. Можно предполагать, что большинство вулканических хребтов в океане обусловлено формированием меридиональных глубинных разломов в результате сжатия Земли с полюсов. Поскольку поверхность Земли постепенно изгибается при переходе от экваториальной зоны к северу, формирующийся глубинный разлом постепенно раскрывается при движении литосферной плиты.

Впоследствии под влиянием ротации Земли меридиональная направленность цепочки островных хребтов постепенно смещается в зависимости от местоположения хребта. Подобным образом, по всей видимости, образовывались вулканы Гавайских островов. При этом под каждым из них расположена магматическая камера, продуцирующая магматический комплекс острова. Горячая точка острова Гавайи, расположенная на глубине 2350 км, радиус основания которой 300 км, проявляет вулканическую активность до настоящего времени. Для Полинезийских островных хребтов также прослеживается прямая зависимость возраста вулканических островов от их местоположения в связи с движением океанической плиты из южных широт к экватору, т.е. также в условиях прохождения зоны её «изгиба».

Результаты изучения тихоокеанского магматизма показали различия ассоциаций формационно-геохимических типов пород в провинциях Тихого океана и их количественных соотношений на разных этапах эволюции. При этом, основное значение в формировании главных (первичных) структур океана (океанических плит и срединно-океанических хребтов) имели излияния лав примитивных базальтов, наибольшие объёмы лав которых приурочены к мел-палеогеновому этапу магматизма. Главными направлениями эволюции состава базальтов океана дна являются: а) увеличение железистости пород в процессе фракционирования в восстановленных условиях рифтогенеза (феннеровский тренд), б) возрастание щёлочности базальтов на фоне незначительного увеличения кремнекислотности в связи с ростом флюидного давления в магматических камерах и изменения характера тектоно-магматических процессов. В главных структурах плит и срединных хребтов преобладает феннеровский тренд эволюции состава пород, обусловивший широкое развитие ассоциаций магно- и ферротолеитов в хребте ВТП и перемежаемость их петрологических аналогов (примитивных толеитов PIP) в буровых скважинах плато юго-западной части океана. Роль лейкократовой тенденции усиливается в южной части хребта ВТП, на склонах и в приразломных участках спрединговых центров рифтовых зон Хуан де Фука, Галапагос и др.

Геологическая история формирования ложа Тихого океана, как видно из приведённого выше описания, характеризуется периодичностью проявления процессов тектоно-магматической активизации. В эти периоды, кроме непрерывных процессов наращивания океанических плит, проявленных в разное время с разной интенсивностью, образовывались субмеридиональные и субширотные рифты, разломы и вулканические хребты. Это, видимо, обусловлено множеством разноплановых и, возможно, стохастических факторов или причин, каким-либо образом влияющих на становление различных структур океанического дна, определяющих облик океана.

Галактические аспекты планеты Земля

Дискуссии о Земле, как о космическом объекте сосредоточены на обсуждении её внутреннего устройства: приливные силы, дрейф континентов, изменение скорости вращения и т.д. Обзор моделей ротационных процессов как динамически значимых факторов на процессы, происходящие на планете [Иогансон, 2007], показал необходимость краткого изложения рабочей гипотезы, часто объясняющей результаты геолого-геохимического изучения магматизма Тихого океана. С целью определения рабочей гипотезы
о возможных движущих силах, влияющих на формирование геологических комплексов дна океана в определённые геологические эпохи, автором даётся краткое описание информационных аспектов о Земле как планеты. Проводится также сопоставление характера возможных «внешних влияний» и периодичности (цикличности) во времени тектонических и магматических процессов на Земле и в Тихом океане.

Формирование современного облика планеты Солнечной системы Земля, по мнению многих исследователей, было обусловлено влиянием на нашу планету внешних галактических полей, характер воздействия которых определялся местоположением Солнечной системы в Галактике [Косыгин, 1988; Третяк, 1996; Ясаманов, 1993; Хаин, 1994; 2000; и др.]. Галактика имеет спиральную форму и движется в пространстве со скоростью 600 км/с. Современная физико-астрономическая информация заключается в том, что Земля, как одна из планет Солнечной системы, вращается с различными угловыми и линейными скоростями вокруг центра Галактики, Солнца и собственной оси с запада на восток. Имеющая сфероидальную форму геоида, как фигуры гидростатического равновесия. Земля всегда стремится к восстановлению формы и размеров при их любых возможных изменениях. Доказательства, представляющие собой множество расчетных данных абсолютной невозможности изменения экваториального радиуса пульсирующей Земли [Короновский и др., 2003], предполагают увеличение общего объёма Земли без учёта возможного эффекта её сжатия с полюсов, т.е. её растягивания по экватору.

Результаты исследования ряда учёных в области наук о Земле показали, что эволюция геологических, геофизических, климатических и космических явлений подчинена единому ритму, определяющему цикличность эволюции Земли в целом (рис. 29) [Хаин, Ясаманов, 1993; Третяк, 1996]. Воздействие космических факторов на Солнечную систему и её планеты происходит с периодичностью, близкой Галактическому году – периоду обращения Солнечной системы вокруг центра Галактики [Паренаго, 1946; Тамразян, 1954].

В целом Галактика, состоящая из рассеянных в пространстве около 100 млрд звезд и их скоплений, имеет наибольшую их плотность в центральной части, перпендикулярной оси своего вращения так называемой «Галактической плоскости». В центральной её части занимающей ограниченный объём и имеющей линзообразную форму, сконцентрирована основная масса большинства звезд. Находясь внутри пространства Галактической плоскости Солнечная система движется по сложной спиралевидной эллиптической орбите, совершая при этом в течение Галактического года (ГГ) полный оборот вокруг центра Галактики. Скорости движения Солнечной системы в апогалактии 210 км/с, а в перигалактии 300 км/с. По разным авторам продолжительность Галактического года (ГГ) варьирует от 215 млн лет [Заколдаев, 1990; Третяк, 1996] до 250 млн лет [Баренбаум, Ясаманов, 1999].





I-III – шкала времени (млн лет) и индекс геологической системы; IV – Галактический год (ГГ); V – этапы ГГ; VI – геотектонические циклы; VII – временные уровни изменения конвекции мантии; VIII – интенсивность движения плит (заштрихованные уровни соответствуют максимальным скоростям); IX – интенсивность вулканизма: (+) – интенсивный вулканизм, (-) – слабый вулканизм; X – частота обращения геомагнитного поля.

Эволюция магматизма Тихого океана



Рис. 30. Схема циклов Галактического года (220 млн лет).

Главное влияние на изменение характера геологических процессов на Земле по разным моделям оказывает или положение Солнечной системы на галактической орбите относительно центра Галактики [Третяк, 1996] или прохождение её через струйные потоки [Баренбаум, Ясаманов, 1999]. При движении Земли в составе Солнечной системы по эллиптической орбите вокруг центра Галактики в зоне пересечения струйных потоков она подвергается воздействию гравитационных полей находящихся в них звёзд и комет. По данным астрономических обсерваторий близкая к эллиптической орбита движения Солнечной системы состоит из периодов максимальных приближений (перигалактий – 30 млн лет) Солнечной системы к галактическому центру и удалений (апогалактий – 85 млн лет) а также промежуточных между ними периодов (по 50 млн лет) [Третяк, 1996] (рис. 30). Начальные даты каждого ГГ (галактического года с XIX-го по XXI-й) приурочены соответственно к 650, 435 и 220-му млн лет назад.

Периодичность или цикличность эволюции тектоники и магматизма Земли в фанерозое подтверждается чередованием максимальных и минимальных интенсивностей процессов их формирования в различные интервалы времени относительно общей последовательности тектонических этапов эволюции планеты. С геологических позиций выявляется взаимосвязь начала циклов каждого галактического года с усилением движения океанических литосферных плит, увеличением количества магматических излияний и максимумов частот обращения геомагнитного поля (см. рис. 30).

По астрономическим данным в начальный период галактического года, соответствующего наибольшему приближению Солнечной системы к центру Галактики (перигалактию), планеты в её составе испытывают усиление влияния гравитационных полей, оказывающих тормозящее воздействие, которое приводит к замедлению движения по своей орбите Солнечной системы и всех её планет [Баренбаум, Ясаманов, 1999]. В этом смысле подобное воздействие, видимо, сводится не только к тормозящему влиянию гравитационных сил галактических полей на Солнечную систему, но и к их затормаживающему влиянию на орбитальное движение планет.

Скорость собственного вращения Земли в составе Солнечной системы при вхождении в перигалактий под воздействием электромагнитных полей галактического центра постепенно увеличивается. Это объясняется необходимостью соблюдения закона сохранения момента количества движения любым космическим телом [Филатьев, 1998]. Другим следствием усиления притягивающего влияния скоплений звездного вещества галактического центра в этот период ГГ является деформация (сплющивание с полюсов и вытягивание по экватору) геоида Земли в направлении центра Галактики. Это, в свою очередь, может обусловить не только вариацию магнитного поля Земли (увеличивается частота его обращений), но и значительное возрастание сейсмичности, тектонической активности, усиления вулканизма и, по Е.Е. Милановскому [1995], поднятие уровня Мирового океана.

Влияние на планеты Солнечной системы оказывает и их прохождение через струйные потоки: в перигалактии – Стрельца-Киля, и в апогалактии – Персея [Баренбаум, Ясаманов, 1995, 1999]. По данным этих авторов скорости циклов прохождения Солнечной системы перигалактия (37 млн лет) много ниже их скоростей в апогалактии (до 19 млн лет), что свидетельствует о более существенном влиянии на Солнечную систему гравитационных полей галактического центра в сравнении с влиянием струйных потоков.

При выходе Солнечной системы из зоны приближения к центру Галактики (перигалактия) в промежуточную и в наиболее удалённую (апогалактий) зону внешнее влияние на тектонические и магматические процессы на Земле и в океане постепенно слабеет и становится минимальным. При этом восстанавливается форма Земли она сжимается до геоида, свидетельством этому является определяемое в эти периоды повышение уровня океана.

Важными представляются результаты изучения информации о геопульсациях Земли – периодических изменениях объёма и площади земной поверхности, представленные многими авторами в качестве моделей [Косыгин, Маслов, 1986; Кропоткин и др., 1992; Хаин, 1994; Милановский, 1995]. Геопульсациями разного порядка описываются чередующиеся эпохи усиления тектонических деформаций – горизонтального расширения коры (фаз активизации рифтинга и спрединга) и её сжатия (фаз складчатости), происходящие в истории развития Земли. Фазам расширения земной коры соответствуют понижение уровня океана и формирование субмеридиональных разломных зон, а фазам сжатия Земли – подъём уровня океана и активизации базальтоидного магматизма. Проявление геопульсаций Земли или ритмичности современных тектонических движений описаны с помощью методов волновой механики как «тектонические волны», которые характеризуются различными скоростями распространения от нескольких сантиметров до десятков километров в год. Геопульсации, отражающие периодичность напряжений в земной коре, по мнению упомянутых выше авторов, возникают в результате проявления движущих сил разного порядка и периодичности. Это может быть влияние собственной ротации Земли или влияние на Землю планет Солнечной системы (Луны, Солнца и др.), а также изменения положения Солнечной системы в плоскости Галактики относительно её центра и других причин.

Исследование возможного влияния ротации Земли на океаническую кору и астеносферу, проведенное на основании экспериментального изучения поведения частицы вязкого вещества (эксперимент Е.И. Шемякина) показало, что любая частица за полный оборот вращающейся сферы никогда не возвращается в первоначальное положение, а с увеличением числа оборотов сферы её смещение (запаздывание) на сфере увеличивается [Косыгин, 1988]. Эти запаздывания вызывают пульсирующие, действующие в западном направлении и накапливающиеся горизонтальные сдвиги (деформации) верхних слоёв литосферы, приводят к смещению верхних горизонтов коры относительно нижних. Горизонтальное движение океанической литосферы в западном направлении (спрединг), по всей видимости, может быть обусловлено ротацией Земли. В общем, преобладание процессов растяжения в восточной части океана создаёт условия рифтогенеза, а сжатия, вызывающие процессы скучивания в западной. С другой стороны, величина и характер этих подвижек литосферы зависит прежде всего от структуры и плотности блоков литосферных плит океана.

При этом, считая океаническую литосферу сплошной целостной системой, можно предполагать, что при постоянной скорости вращения Земли будет происходить значительно меньшее отставание движения литосферы на запад в сравнении с более вязкой астеносферой. С ускорением вращения Земли связано увеличение движения верхнемантийной оболочки, обладающей в океане в сравнении с литосферной большей массой и пластичностью, что предопределяет опережающее движение масс астеносферы относительно более медленного движения литосферы. В результате это приводит к «затеканию» астеносферных потоков под континент. В любом случае подобный эффект может иметь место в перигалактии в период приближения Солнечной системы к центру Галактики. Существующие в астеносфере сплошные оболочки пониженной вязкости, имеющие обусловленную ротацией Земли повышенную скорость движения, накапливаются под континентом, что является причиной увеличения мощности оболочки в западной части океана. При выходе Солнечной системы из перигалактия и замедления скорости вращения Земли, видимо, происходит выход мантийных масс из-под континента и перемещение мантийных потоков на восток.

Этим выводам соответствуют представления П.Р. Ларсона [Larson, 1991] о существовании в западной части Тихого океана мощных извержений поднимающихся к поверхности Земли струй восходящих потоков аномально нагретого глубинного вещества, так называемых «мантийных плюмажей». Наиболее крупные из них, представленные, по Ларсону, целым семейством одновременно поднимающихся из глубоких недр Земли мантийных суперплюмов, приурочены к середине мелового периода. Следовательно, широкое развитие в западной части Тихого океана огромных массивов верхнемеловых щелочных лав при значительно подчинённом количестве толеитов свидетельствует о приуроченности их формирования к этапам выхода из периода наибольшего приближения (перигалактия – 200 млн лет назад). Ротация Земли в это время при начинающемся торможении вращения постепенно снижалась, а интенсивное движение (западный дрейф) литосферы и накопление астеносферных потоков под континентом постепенно сменялось их выходом из-под континента в виде «суперплюмов». Эти предположения отчасти подтверждаются существованием под микроплитными системами западной части океана больших объемов низкоскоростной мантии.

Галактические аспекты эволюции структур Тихого океана

Принимая во внимание возможные «внешние влияния» на характер тектонических и магматических процессов, происходящих на Земле и в океане, важно в свете этих представлений оценить характер и причины, которые могли обусловить эволюцию геологических структур Тихого океана.

В ранние этапы эволюции океаническое дно Мирового океана, покрывающего всю поверхность Земли, видимо, представляло собой сравнительно маломощный слой базитовых пород, покрывающих ультраосновную мантию. Как уже отмечено выше, эволюция земной коры началась около 3,8 млрд лет тому назад с времени формирования в Мировом океане первичных складчатых ядер континентов, которые постепенно разрастались с образованием всё более молодых складчатых поясов [Маракушев и др., 2000].

В юрско-раннемеловой этап (> 200-100 млн лет), происходило формирование главенствующей в настоящее время в океане Тихоокеанской океанической плиты. К началу этого этапа приурочено приближение Солнечной системы к галактическому центру, где на неё воздействовали гравитационные поля, обусловившие активизацию тектонических и магматических процессов в океане. Под влиянием чередующихся сил сжатия и растяжения океанической литосферы, происходило усиление движения блоков плит, постепенно усиливающихся к середине мела излияний толеитовых лав и формирования щелочных комплексов океана. Так, согласно реконструкциям [Larson, 1991] в западной части Тихого океана происходило наращивание океанической коры в результате интенсивного вулканизма, (более 35х10⁶ км³/млн лет), особенно в среднем мелу и несколько меньшим в позднем мелу. Слагающие эти океанические плато лавы, составляют огромные объёмы, во много раз превышающие объёмы континентальных плато-базальтов.

В позднемеловой – палеоценовый этап (< 100-55 млн лет) на фоне продолжающихся площадных излияний базальтов происходит формирование вулканических хребтов, приуроченных к субмеридиональным разломным зонам (Императорского хребта, основного хребта Лайн, Маршалловых островов и др.), сложенных главным образом глубинными высокотитанистыми толеитовыми базальтами гавайского типа. В этот период, характеризующийся наиболее спокойным периодом наибольшего удаления Солнечной системы от центра Галактики (апогалактий), геоид Земли постепенно приобретает меридионально вытянутую форму, имеющую эффект экваториального сжатия Земли. Результатом этого было существенное усиление магматизма, формировались вулканические хребты, сложенные толеитами гавайского типа, кроме того имело место развитие процессов скучивания в западной части и спрединга в восточной.

Эоцен-олигоценовый этап (< 55-25 млн лет) – этап наряду и площадными излияниями толеитовых лав продолжилось образование большинства вулканических хребтов на разломных зонах (системы Лайн, Императорского хребта, Магеллановых гор и др.). В это же время началось формирование современного срединно-океанического хребта. При этом объёмы толеитового и щелочного магматизма в океане в это время значительно снижены. В течение этого сравнительно спокойного этапа Солнечная система постепенно приближалась к источнику влияния гравитационных полей галактического центра. Результатом воздействия этих полей явились замедление ротации Земли и деформация геоида, что могло снова стать причиной образования субмериональных разломов в океане.

Миоцен-голоценовый этап (< 25-0 млн лет) характеризуется продолжением формирования рифтогенных поднятий срединно-океанического хребта Тихого океана и прилегающих к ним рифтовых структур. Возникали линейные вулканические хребты на разломных зонах (Гавайские острова, островные цепи Полинезии, Каролинские острова и др.). С этим этапом формирования океанического дна, приуроченном, подобно началу юрскомелового этапа, к периоду нового приближения Солнечной системы к центру Галактики, связаны усиление магматических процессов излияния примитивных толеитовых лав срединно-океанического хребта. В это время постепенно увеличивалась скорость спрединга океанической коры в особенности в близ-экваториальных зонах ВТП. Таким образом, вероятностная попытка определения существования «внешних влияний» на эволюцию формирования геологических структур Тихого океана даже при множестве предположительных допущений в общем подтверждается результатами изучения характера магматизма океана.

Сопоставление характеристик направления разломов (разрывных нарушений) и линеаментов (линейных структур земной коры) Тихого океана показало, что для тех и других преобладают субмеридиональные и субширотные азимуты простирания [Анохин, 2006], что, видимо, подтверждает вероятность формирования в океане разломных зон и структур субмеридиональной и субширотной направленности. Юго-западная направленность разломных зон островных систем западной части океана формировалась, видимо, в результате ротационных процессов, искажающих первичную направленность глубинных разломов.

Заключение

Обобщение и сравнительный петрогеохимический анализ данных изучения пород 2-го океанического слоя дна Тихого океана выявили существенные различия геохимических типов базальтов, слагающих структуры океана, что является отражением общей латеральной и глубинной, структурной и вещественной неоднородности (гетерогенности) магматизма тихоокеанского ложа. Эти неоднородности обусловлены различными тектономагматическими режимами формирования структур океана.

Выделение формационно-геохимических типов пород (типизация), образующих в различных морфоструктурах океана ассоциации (магматические серии), позволило классифицировать и охарактеризовать особенности магматизма петрологических провинций океана. Подавляющая площадь главной (первичной) геоструктуры ложа Тихого океана океанической плиты сложена примитивными толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов (COX, MOR) и примитивных базальтов плит (PIP). Изучение состава широко варьирующих по химизму и сходных по составу с окраинноконтинентальными базальтами «обогащённых» пород типа KLAEP [Петрологические..., 1996] позволило выделить 5 существенно различающихся по составу групп, имеющих различный генезис. На основании проведённого исследования можно предположить, что формирование этих пород обусловлено присутствием в верхней мантии блоков континентальной коры, испытавших натриевый или калиевый метасоматоз.

Формационное разделение океанических пород в общем коррелирует с тектоническими условиями их формирования. Примитивные базальты плит (PIP), сформировавшиеся в рифтогенных условиях, обычно ассоциируют со спрединговыми прогибами. При этом генезис базальтов островных хребтов и архипелагов, по всей видимости, обусловлен формированием зон глубинных разломов и в ряде мест впоследствии образовавшиеся структуры хребтов и поднятий подвергаются деструкции, скучиванию и погружению.

Геохимическая эволюция базальтов в океане в срединных хребтах и на плитах в основном обусловлена их фракционированием в восстановленных условиях рифтогенеза и представлена феннеровским (меланократовым) трендом. Возрастание щёлочности базальтов на фоне незначительного увеличения кремнекислотности (боуэновский или лейкократовый тренд), проявляется с увеличением флюидного давления в магматических камерах, которые реализуются в результате смены рифтогенного режима растяжения океанической коры на режим сжатия; в восточной части океана этот тренд проявляется на склонах и приразломных участках спрединговых центров и зонах окаймляющих ВТП рифтов (Хуан де Фука, Галапагос и др.). В этой связи развитие щелочной тенденции магматизма в океане сопровождалось увеличением мощности океанической коры и превращением хребтов в островные поднятия, характеризующиеся значительно большей толщиной коры. Значительное преобладание щелочного тренда эволюции магматизма вплоть до образования комплексов, сложенных существенными объёмами щелочных пород наблюдается в западной части океана.

Анализ пространственно-временного размещения океанических структур ложа океана, позволил на фоне непрерывного магматизма, формирующего океанические плиты, выявить четыре этапа становления геологических комплексов ложа океана. Для первых двух этапов (юра-мел-палеоцен) характерны высокий флюидно-тепловой режим плавления и «избыточная» генерация магм: доля базальтоидного магматизма линейного спрединга (толеиты СОХ) составляла, по оценкам автора, не менее 70% общего объёма магматических излияний юрско-мелового периода. Обогащённые щелочами лавы (около 30%) формировали структуры поднятий и хребтов. В кайнозойский период (3-4-й этапы), обусловленный, по-видимому, умеренными тепловыми мантийными потоками, основной объём выплавляемых магм был сосредоточен в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов и представлен различными типами COX с феннеровским (меланократовым) эволюционным трендом. Доля спрединговых базальтов, по оценкам автора, составляет более 90% общего объёма лавовых излияний срединно-океанического поднятия ВТП.

После исследования вещественного состава пород структур Тихого океана и петрогеохимического изучения вещественного состава и ассоциаций пород в различных блоках океана и завершения работы над проектами автор пыталась объяснить происходящие в океане процессы формирования хребтов и разломных зон западного блока Тихого океана и структуры срединноокеанического хребта ВТП. Уже на предзащите диссертации (2000 г.) мною была представлена модель эволюции Земли и становления Тихого океана с учётом физико-астрономической информации [Хаин, 1994; Третяк, 1996; Ясаманов, 1993 и др.], которая не вызвала интереса у присутствующих. Учитывая эту реакцию аудитории, на защите докторской диссертации я об этой модели умолчала, хотя она присутствовала в тексте диссертации. Исследования в этом направлении существенно возросли. В опубликованной книге Филатьева В.П. (2005 г.) приведена сходная модель эволюции Земли в Галактике. Поясняю это читателю этой книги, чтобы не упрекнули меня в плагиате.

Необходимость изложения этой модели заключается в том, что она объясняет множество «загадок» в океане. Во многих публикациях фигурирует фраза «эффект сжатия Земли с полюсов». Действительно во время прохождения Солнечной системы вблизи Галактического центра Земля растягивается по экватору, что и является причиной её сжатия с полюсов и образования близи экватора глубинных меридиональных разломов. Образующиеся на этих разломах хребты характеризуются гавайским (глубинным) типом магматизма. В это же время, в южной части океана образуются менее глубинные расколы рифтогенного типа (плато Онтонг-Джава, Манихики), магматизм которых подобен магматизму рифтогенеза ВТП.

Необходимость изучения океанического магматизма, познания его химизма и условий эволюции состава пород в разных зонах океана также имеет большое значение в связи выявлением рудной минерализации гидротермальных систем в базальтовом слое ВТП [Говоров и др., 1996]. Кроме того, как известно, к самым молодым рифтовым структурам ВТП приурочены медные рудопроявления и месторождения сульфидных руд никелево-медных и цинково-медных- колчеданных (с цинком, никелем, серебром, золотом) [Петрологические..., 1996]. По мнению А.А. Маракушева с соавторами [2000], металлогеническая специализация магматогенных комплексов зависит не только от флюидного режима, но и от геохимической специализации фундамента и мантии. Так, с лейкократовыми, обогащёнными плагиоклазом породами рудоносных интрузивов ассоциациируют проявления медно-никеленосных сульфидных руд, а с кислыми дифференциатами (дацитами, риолитами) вулканических комплексов океана – колчеданные медно-цинковые руды (зона Галапагос). В центре Тихого океана широко развиты железо-марганцевые руды, представленные конкрециями, корками и слоистыми залежами. Среди нерудных полезных ископаемых выделяются фосфориты, распространённые на подводных горах, поднятиях и островах в западной и центральной частях Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

Андерсен Т. Введение в многомерный статистический анализ. М: Физматгиз, 1963. 500 с.

Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение // С.-Петербург: Недра, 2006. 162 с.

Арабю Н. О деформации Земли // Тр.ХVII сессии междунар. геол. конгр. М., 1937.

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 Атлантис (Атлантический океан): свидетельство глубокого проникновения воды в океансткую литосферу // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 4. С. 741-743.

Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. Опыт построения детальной геохронологической шкалы позднего рифея на основе новых представлений о строении Галактики // ДАН, 1995. Т. 344. № 5. С. 650-653.

Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. Геохронологическая шкала как объект приложения астрономической модели // Вест. Моск. Ун-та, 1999. № 1. С. 12-18.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 375 с.

Ван дер Варден Б.А. Математическая статистика. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 434 с.

Васильев Б.И. Строение и состав фундамента Тихоокеанской мегавпадины. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 34-71.

Вистелиус А.Б. Проблемы математической геологии // Геология и геофизика, 1963. № 7. С. 3-16.

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. Говоров И.Н., Батурин Г.Н. М.: Наука, 1995. 308 с.

Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 169 с.

Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии / Под ред. И.Н. Говорова. М.: Наука, 1984. 238 с.

Говоров И.Н. Вещественное строение тектоносферы Тихоокеанского сегмента Земли по данным изучения глубинных вулканических пород и ксенолитов // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления: (тезисы доклада). Благовещенск, 1988. Ч. 1. С. 10-12.

Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Мартынов Ю.А. Анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) как показатель погребенных древних структур // Геотектоника, 1993. № 4. С. 87-96.

Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Петрологические провинции Тихого океана // Магматизм и тектоника океана (проект «Литос»). М.: Наука, 1990. С. 195-208.

Говоров И.Н., Илупин И.П., Харькив А.Д., Голубева Э.Д. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1990. 332 с.

Говоров И.Н., Киселев В.В., Говоров Г.И., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Автономные анкарамиты гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Докл. АН СССР, 1992. Т. 325. № 5. С. 994-998.

Говоров И.Н., Симаненко В.П., Симаненко Л.Ф., Сапин В.И., Горячева Е.М. Золотоносные базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия в Центральноамериканском секторе // Докл. ФН СССР, 1993. Т. 332. № 3. С. 342-345.

Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.

Голубева Э.Д. Типы толеитов восточной части Тихого океана // Тихоокеанская геология, 1987. № 6. С. 3-15.

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: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.

Голубева Э.Д. Толеитовый магматизм островных хребтов Тихого океана и геодинамические модели его эволюции // Тихоокеанская геология, 1993. № 6. С. 27-45.

Голубева Э.Д. Этапы эволюции магматизма петрологических провинций Тихого океана // Тихоокеанская геология, 1997. № 3. С. 63-80.

Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Геодинамические особенности эволюции магматизма Тихого океана // Сб. Закономерности строения и эволюции геосфер. (мат-лы IV международного междисциплинарного научного симпозиума). Хабаровск, 1998. С. 84-86.

Голубева Э.Д. Тихий океан: Этапы становления и магматизма тектономагматических структур океанического дна // Сб. Закономерности строения и эволюции геосфер (мат-лы V международного междисциплинарного научного симпозиума). Владивосток, 2000. С. 174-176.

Дзивонски А.М., Вудхаус Дж.Г. Сейсмическая томография. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. Удинцев Г.Б. (ред.). МОК (ЮНЕСКО), МИНГЕО СССР, АН СССР, ГУГК СССР. М., 1989-1990. С. 149.

Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Сб. Магматизм и тектоника океана (проект «Литос»). М: Наука, 1990. С. 43-107.

Заколдаев Ю.А. В сб. Проблема пространства и времени в современном естествознании. Л., 1990. С. 279-289.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 193 с.

Иберла К. Факторный анализ. М.: Статистика, 1980. 398 с.

Иогансон Л.И. Ротационные факторы тектогенеза – история вопроса и современное состояние. Сб. Ротационные процессы в геологии и геофизике //

М.: Комкнига, 2007. С. 472-504.

Йереског, Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 223 с.

Йодер Т.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: мир, 1965. 247 с.

Кашинцев Г.Л., Сузюмов А.Е. Базальты возвышенности Шатского // Докл. АН СССР, 1981. Т. 258. № 4. С. 968-972.

Короновский Н.В., Копаев А.В., Герасимов И.А., Киквадзе Г.М. О возможных пределах изменения среднего радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника, 2003. № 5. С. 89-94.

Коренбаум С.А. Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. 143 с.

Косыгин В.Ю. Тектоника. М.: Наука, 1988. 461 с.

Косыгин В.Ю., Врублевский А.А. Закономерность строения тектоносферы Тихоокеанского талассократона // Закономерности строения и эволюции Земли. Мат-лы IV международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск, 1998. С. 107-109.

Крамер Г. Математические методы статистики. М.: Мир, 1975. 648 с.

Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии М.: Мир, 1969. 398 с.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника, 1992. № 4. С. 3-14.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

Макаренко Г.Ф. Покровные базальты и данные сейсмической томографии // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 3. С. 60-72.

Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г., Митрейкина О.Б., Чаплыгин О.В. Космическая петрология. М.: Изд-во МГУ, 1992. 325 с.

Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Петрология и рудоносность Тихого океана // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 6. С. 3-138.

Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.

Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника, 1996. № 3. С. 67-81.

Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника, 1995. № 5. С. 3-24.

Паренаго П.П. Курс звездной астрономии. М-Л.: Гостеорлитиздат, 1946. 439 с.

Петрологические провинции Тихого океана // Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К. и др. М.: Наука, 1996. 444 с.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

Пущаровский Ю.М. Крупнейшие неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника, 1982. № 5. С. 3-16.

Пущаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли // Чтения имени В.И. Вернадского. 26. М.: Наука, 1986. 30 с.

Пущаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника, 1997. № 4. С. 62-68.

Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника, 1999. № 1. С. 3-14.

Пущаровский Ю.М. Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004. № 5. С. 3-9.

Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 383 с.

Родионов Д.А., Коган Р.И., Голубева А.С. и др. Справочник по математическим методам и геологии. М.: Недра, 1987. 335 с.

Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. 523 с.

Рудник Г.Б., Матвеенков В.В. Особенности химизма и этапы развития пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология, 1978. Т. 28. Вып. 3. С. 483-495.

Семёнова Г.И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геол., 1985. № 4. С. 3-12.

Соболев А. В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и остров Ренюньон (Индийский океан) // Петрология, 1994. Т. 2. С. 131-168.

Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 50 с.

Старицына Г.Н., Томановская Ю.И., Табунов С.М. Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана. Ленинград: Недра, 1986. 151 с.

Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника) / Под ред. Ю.М. Пущаровского, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1984. 232 с.

Сущевская Н.М., Цехоня Т.И. Генезис толеитовых расплавов Восточно-Тихоокеанского поднятия (по данным типизации закалочных стёкол) // ДАН, 1992. Т. 324. № 6. С. 1043-1049.

Тамразян Г.П. Геологические революции и космическая жизнь Земли // Докл. Аз. ССР, 1954. 10. № 6. С. 433-437.

Третяк А.Н. Феномен Галактического года в эволюции Земли // Геофизический журнал, 1996. Т. 18. № 6.

Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 237 с.

Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 213 с.

Уткин В.П. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулка-

нических поясов Тихого океана // Докл. РАН, 2006. Т. 408. № 5. С. 650-655.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Филатьев В.П. Физико-астрономические обоснования ротационной тектоники Земли // Закономерности строения и эволюции Земли. Мат-лы IV международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск, 1998. С. 168-170.

Филатьев В.П. Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и северо-западной Пацификой. Владивосток.: Дальнаука, 2005. 272 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Океаны; Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.

Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана – проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 7-11.

Хаин В.Е. Тектоника плит: анализ современного состояния // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1994. № 1. С. 3-10.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и её возможные причины // Геотектоника, 2000. № 6. С. 3-14.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с. Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупнейшие тектонические события и галактическая орбита // Докл. РАН, 1993. 331. № 5. С. 594-596.

Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 482 с. *Цареградский В.А.* К вопросу о деформациях земной коры. Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 149-221.

Шлезингер А.Е. Тектонические структуры земной коры // Бюлл. МОИП Отд. Геол., 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 3-10.

Ясаманов Н.А. Галактический год и периодичность геологических событий // ДАН, 1993. Т. 328. № 3. С. 373-375.

Ballard R., Hekinian R., Franchetean 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.

Bardintzeff J.M., Demange J., Gackon A. Petrology of the volcanic bedrock of Mururoa Atoll (tuamotu Archipelago, French Polynesia) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1986. V. 28. N. 1-2. P. 55-83.

Barsczus H.G., Liotard J.M. Geochimie-Contribution a la connaissance petrographique et geochimique de l'ile de Raivave (Polynesie Francaise, Ocean Pacifique Sud) // C. R. Acad. Sci. Paris. 1985. T. 301. Ser. 11. N. 20. P. 1409-1412.

Batiza R., Oestrike R., Futa K. Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise at 10°S, the fossil Galapagos rise and the Nasca plate // Marine geol. 1982. V. 49. N. 1-2. P. 115-132.

Benzecri J.P. L'Analyse des Donnelt. 2. L-Analyse des Correspondances. Paris. 1973. 619 p.

Bishop A.C., Wooley A.R., Din V.K. A Basalt-Trachyte-Phonolite Series from Ua-Pu, Marquesas Islands, Pacific Ocean // Contr. Mineral. and Petrol. 1973. V. 39. P. 309-326.

Brousse R., Macherey C., Berger E., Butault G. Volcanologie. l'ile de Huahine: trois volcans successifs (Archipel de la Societe, Polynesie) // C. R. Acad. Paris. 1983. T. 296. Ser. II. P. 1559-1562.

Brousse R. Le volcan sous-marin active "Moua Pihaa" a l'extremite (Polynesie Francaise) // C.R. Acad. Sci. 1984. Ser. 2. V. 299. N 14. P. 995-998.

Budahn J.R., Schmitt R.A. Petrigenetic modelling of Hawaiian tholeiitic basalts: A geochemical apporoach // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 67-87.

Cameron A.G.W., Ward W.R. The origin of the Moon // Lunar Science. 1976. N. 7. P. 120-122.

Campsie J., Neumann E.R., Johnson L. Dredged volcanic rocks from the southern oceans: the Eltanin collection // New Zealand J. Geol. Geophys. 1983. V. 26. P. 31-45.

Candle S.C., Kent D. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. N. 9. P. 13917-13951.

Casadevall T.J., Dzurisin D. Stratigraphy and petrology of the Uwekahuna Bluff section, Kilauea caldera // Volcanism in Hawaii. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350. 1987. V. 1. P. 351-375.

Castillo P., Batiza R., Stern R.J. Petrology and geochemistry of Nauru basin igneous complex: large-volume, offridge eruption of MORB-like basalt during the cretaceous // Init. Repts. 1986. V. 89. P. 555-576.

Castillo P.R., Pringle M.S., Carlson R.W. East Mariana Basin tholeiites: Cretaceous intraplate basalts or rift basalts related to the Ontong Java plume? // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 123. P. 139-154.

Catteil R.B., Coilter V.A. Principles of behavioral taxonomy and the mathematical basic of the taxonome computer program // Brit. J. Math. Stat. Psichol. 1966. V. 19. P. 237-263.

Chen C.Y., Frey F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalie basalt // Nature. 1983. V. 302. P. 785-789.

Chen C.Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii implecation for he origin of Hawaiian basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. N. B10. P. 8743-8768.

Clague D.A. Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from the Danger island troughts Manihiki plateau // Init. Repts. DSDP. 1976. V. 33. P. 891-912.

Claugue D.A., Dalrymple G.B. The Hawaiian-Emperor volcanic chain Geological evolution // Volcanism in Hawaii. U.S. Geological Surv. Prof. Paper 1987. 1350. Washington. P. 5-54.

Claugue D.A., Frey F.A., Thompson G., Ringe S. Minor and trace element

geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreding center: Role of crystal fractionation and mantle heterogeneity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N. B10. P. 9469-9482.

Crough S.T., Jarrard R.D. The Marguesas-Line swell // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N. 12. P. 1763-1771.

Dalrimple G.B., *Lanphere M.A.*, *Natland J.H.* K-Ar-minimum age for Meiji guyot, Emperior seamont // Init. Repts. 1980 V. 55. P. 659-676.

David M., Camiglio, Darling R. Progress in R-and Q-mode analysis: Correspondence analysis and its application to the study geological processes // Can. J. Earth Sci. 1974. V. 11. P. 131-146.

Davidson G. Pliecing together the Pacific // New Sci. 1992. V. 133. P. 25-29. Davis A.S., Clauge D.A. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of basalts

from the Gorda Ridge // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N. B10. P. 10467-10483.

Davis J.F. Lagging mantle convection, the geoid and mantle structure // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. N. 1. P. 187-194.

Dixon J.E., Clague D.A., Eissen J.P. Gabbroic xenoliths and host ferrobasalt from the southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. N. B3. P. 3795-3820.

Duncan R.A., Clague D.A. Pacific plate motion recoverd by linear volcanic chains The ocean basins and margins. V. 7A. The Pacific ocean. N.Y.; L. 1985. P. 89-121.

Duncan R.A., McCulloch M.T., Barsczus H.G., Nelson D.R. Plume versus lithospheric sources for melt at Ua Pou, Marquesas Islands // Nature. 1986. V. 322. P. 534-538.

Dupuy C., Barsczus H. G., Dostal J, Vidal P. et al. Subducted and recycled lithoshere at the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific // Chem. Geology. 1989. V. 77. N. 1. P. 1-18.

Dupuy C., Barsczus H.G., Liotard J.M., Dostal J. Trace element evidence for irrigin of ocean island basalts: an example from Austral Island (French Polynesia) // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 293-302.

Evensen N.M., Hamilton P.F., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. N 8. P. 1199-1212.

Floyd P.A. Petrology and geochemistry of oceanic intraplate sheet-flow basalts, Nauru basin, DSDP leg. 89 // Init. Repts. DSDP. 1986. P. 471-498.

Fodor R.V., Bauer G.R., Keil K. Ultramafic inclussion and megacrysts in olivine nephelinite, Aitutaki Island, Cook Islands // New Zel. J. of Geology and Geophycs. 1982. V. 25. N. 1. P. 67-76.

Fujimoto H. Processing of gravity data at sea and their geophysical interpretation in the region of the Western Pacific // Bull. of the Ocean research institute University of Tokyo. 1976. N. 8. P. 1-81.

Gradstein F., Ogg J., Smith A. A Geologic Time Scale 2004 // Cambridge University Press. 2004. 589 p.

Guillon H., Guille G., Brousse R., Bardintzeff J.M. Evolution de basaltes alcalins dans le sub-stratum volcanique de Fangataufa (Polynesie Francaise) // Bull. Soc. Geol. France. 1990. V. 8. N. 3. P. 537-549.

Gunn B.M. Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts // Chem. Geol. 1971. N. 8. P. 1-13.

Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt and platinum-rich ferromaganese crust and associated substrate rocks from the Marshall Island // Mar. Geol. 1988. V. 78. P. 255-283.

Hekinian R., Walker D. Diversity and spatial zonation of volcanic rocks from the East Pacific Rise near 21°N // Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 96. P. 265-280.

Hofmann A.M., Feigenson M.D., Raczek I. Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea, 1969-1971 // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 24-35.

Hussong D.M., Wipperman L.W., Kroenke L.M. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. N. B11. P. 6003-6010.

Initial Reports of the DSDP: 1973. V. 17. 930 p.; 1973. V. 19. 1077 p.; 1975. V. 29. 1197 p.; 1975. V. 30. 753 p.; 1975. V. 32. 980 p.; 1976. V. 33. 973 p.; 1976. V. 34. 814 p.; 1976. V. 35. 929 p.; 1977. V. 37. 1008 p.; 1980. V. 54. 957 p.; 1980. V. 55. 868 p.; 1981. V. 61. 885 p.; 1981. V. 62. 1120 p.; 1981. V. 64. 1313 p.; 1981; V. 65. 1210 p.; 1986. V. 89. 678 p.; 1992. V.128-129; 1992. V. 140. 408 p.; 1993. V. 142. 786 p.

Ito Garrett, Clift P.D. Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 161. P. 85-100.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. N. 5. P. 523-548.

Jackson E.D. Linear volcanic chain on the Pacific Plate // Volcan. and Petrol. 1976. V. 19. P. 319-335.

Jackson E.D., Bargar K.E., Fabby B.P., Heropoulos C. Petrology of he basaltic rocks drilled on leg 33 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. 1976. V. 33. P. 576-630.

Jackson E.D., Schlanger S.O. Regional synteses, Line islands chain, Tuamoty island chain, and Manihiki plateau, Central Pacific ocean // Init. Repts. DSDP. 1976. V. 33. P. 915-927.

Jackson E.D., Wright T.L. Xemolithe in the Honolulu volcanic series, Hawaii // J. Petrol. 1970. V. 11. P. 405-439.

Kay R., Hubbard N.J., Gast R.W. Chemical characteristics and origin of Ocean ridge volcanic rocks // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. N. 8. P. 1585-1613.

Kirkpatric R.J., Clagie D.N., Freisen W. Petrology and geochemictry of volcanic rocks Emperor seamont chain // Init. Repts. 1980. V. 55. P. 509-558.

Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 8089-8115.

Klosko E.R., Russo R.M., Okal E.A., Richardson W.P. Evidence for a rheologically strong chemical mantle root beneath the Ontong-Java Plateau // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 186. Iss. 3-4. P. 347-361.

Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53-68.

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. Copyright. 1992. American Geophysical Union. P. 181-280.

Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Createceous superplume // Geology. 1991. V. 107. P. 437-447.

Leotot C., Brousse R. Volcanologie. Entre les deuxills de Tahiti, la region de Taravao est un volcan autonome a deux caldeiras ouvertes au Sud-Quest (Archipel de la Societe Polynesie Francaise) // C. R. Acad. Sc. Paris. 1987. T. 304. Ser. 2. N. 2. P. 99-102.

Liotard J.M., Barsczus H.G. Petrologie. Contribution a la connaissance petrographique et geochemique de l'ile Fatu Huku, Archipel des Marquises, Polynesie Francaise (Ocean Pacifique centre-sud) // C.R. Acad. Sc. Paris. 1983. T. 297. Ser. 2. P. 509-512.

Liotard J.M., Barsczus H.G. Petrologie.– Contribution a la conaissance petrographique et gechemique de l'ile de Hatutu, Archipel des Marguises, Polynesie Francaise (Ocean Pacifique Centre-Sud) // Ibid. 1983. T. 297. Ser. 2. P. 725-728.

Liotard J.M., Barsczus H.G. Petrologue. – Contribution a la connaissance petrogrphique et geochemique de l'ile d'Eiao, Archipel des Marquises, Polynesie Francaise (Ocean Pacifique Centre-Sud) // Ibiid. 1984. T. 298. Ser. 2. P. 347-350.

Liotard J.M., Barsczus H.G., Dupuy C., Destal J. Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynessia // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 260-268.

Lister J.R., Buffett B.A. Stratification of the outer core at the core-mantle boundary // Physics of the Earth and Planetery Interior. 1998. V. 105. N. 1-2. P. 5-19.

Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. 1964. V. 5. P. 82-113.

Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas // Geol. Soc. Am. Memory. 1968. V. 116. P. 477-522.

Maury R.C., Andriambolona R., Dupuy C. Evolution comparee de deux series alcalines du Pacifique Central: Role de la fugacite doxygene et de la pression deau // Bull. volcanol. 1978. V. 41. N. 1/2. P. 97-118.

McBirney A.R., Aoki K.I. Petrology of the Island of Hahiti // Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. V. 116. N. 5. P. 523-556.

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.

Morhange C. Mise en evidence d'une deformation de la lithosphere a partir de l'etude quantita-tive de l'evolution geomorpholoqique des iles Australes et Cook du sud en Polinese // Rev. geomorphol. dyn. 1990. V. 39. N. 1. P. 1-13.

Montelly R., Nolet G., Dahlen F.A. et al. Finite-Friquency Tomograpty Reveals a Variety of Plums in the Mantle // Science. 2004. V. 303. N. 5656. P. 338-343.

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 Enciclopedia of solid Earth. "Geophysics Series". Ed. D.E. James. NY. 1989. P. 775-778.

Onuma N., Hirano M., Isshiki N. Sr/Ba-Ba/Ca systematics in four volcanoes of Oshima, Izu Is-lands, Japan // Geochem. J. 1981. V. 15. P. 315-324.

Plate tectonic map of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific council for energy and mineral resurces. 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.

Sen G. A petrologic model of the anstitution of the upper mantel and crust of the Koolau shield, oahu, Hawaii, and Hawaiian magmatism // Earth Planet. Sc. Letters. 1983. V. 62. P. 215-228.

Sheth H.C. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fictions and fallacy // Tectonophysics. 1999. V. 311. iss. 1-4. P. 1-29.

Shilling J.G. Rare-element variation across 'normal segments' of Reyikianess ridge, 60-53°N, Mid-Atlantic ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2-19°S, and evidence on the composition of the underlying low velocity layer // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. N 11. P. 1459-1473.

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.

Stoeser D.B. Igneous rocks from leg 30 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Rept. 1975. V. 30. P. 401-413.

Still P., Unrun D.M. Tatsumoto M. Pb, Sr, Nd, Hf isotopic coustraints on the origin of Hawaiian basalts and evidence for a unigue mantle sourse // Geochim et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2303-2319.

Su W.J., Woodward R.L., Dziwonski A.M. Degree 12 model of shear velosity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. N. B4. P. 6945-6980.

Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Y. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. P. 119-138.

Summary of radiometric ages from the Pacific. Intergoverment oceanographic commision technical series Unesko. 1987. P. 20-67.

Taylor B. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi // Earth Planet. Sci. Let. 2006. V. 241. P. 372-380.

Wilkinson J.F.G., Hensel H.D. The petrology of some picrites from Mauna Loa Kilauea, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 326-345.

Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. 1991. Harper Collins Academic. 466 p.

Winterer E.L. Batimetry and regional tectonic setting of the Line island chain // Init. Repts. DSDP. 1976. V. 33. P. 731-748.

Wright T.L. Origin of Hawaiian tholeiite: A metasomatic model // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 3233-3255.

Zindler A., Hart S. Chemical geodinamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. C. 14. P. 493-571. Научное издание

Эмма Дмитриевна ГОЛУБЕВА

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ТИХОГО ОКЕАНА

Отпечатано с оригинал-мкета, подготовленного Михайловой С.В., минуя редподготовку в «Дальнауке» ДВО РАН

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 29.04.2009 г. Формат 60х90/16. Печать офсетная. Усл. п. л. 8,25. Уч.-изд. л. 7,97. Тираж 100 экз. Заказ 61

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство «Дальнаука» ДВО РАН 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7