



УДК 550.42+552.323.5] (265)

На правах рукописи

**Голубева
Эмма Дмитриевна**

**Геохимия и петрология
толеитовых базальтов
провинций Тихого океана**

Специальности: 25.00.09- геохимия и геохимические методы
поиска полезных ископаемых;
25.00.04- петрология и вулканология

Автореферат диссертации
на соискание ученой степени доктора
геолого-минералогических наук

Владивосток- 2004г.

Работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте
Дальневосточного отделения Российской Академии наук

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
О.В. Авченко (ДВГИ ДВО РАН)

доктор геолого-минералогических наук
Б.Г. Ферштатер (ИГГ УНЦ РАН)

доктор геолого-минералогических наук
Л.М. Грамм-Осипов (ТОИ ДВО РАН)

Ведущая организация: Институт вулканической геологии и геохимии
(ИВГиГ ДВО РАН) г. Петропавловск- Камчатский.

Защита состоится « ___ » _____ 2004г. в 10 часов
на заседании диссертационного совета Д.005.002.01.
в Амурском Комплексном Научно-исследовательском
институте ДВО РАН по адресу: 675000 г. Благовещенск
пер. Релочный 1, АмурКНИИ ДВО РАН.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке
АмурКНИИ ДВО РАН по тому же адресу.

Автореферат разослан « 7 » мая 2004г.

Учёный секретарь диссертационного совета к. г-м наук

В. Е. Стриха

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы. Изучение геологической истории Земли предполагает необходимость обобщающих исследований геологии океанов. Особый научный интерес представляет Тихий океан, имеющий в сравнении с другими океанами наибольшие размеры, самый древний возраст и наиболее сложное геологическое строение. В настоящее время большое внимание уделяется проблеме петрогеохимического исследования магматизма геоструктур океанического ложа. По мнению многих учёных, результаты этих работ представляют собой основу для геологических и тектонических построений и выявления рудопроявлений в океане. Определение закономерностей эволюции состава пород дна океана и общей пространственно-временной геохимической эволюции океанического магматизма в конечном итоге может иметь большое значение для решения фундаментальных проблем наук о Земле.

Цели и задачи исследования. Цели исследования состояли в (1) выявлении петрогеохимических особенностей и типизации пород, более чем на 80% слагающих 2-й океанический слой эффузивных и субинтрузивных толеит-базальтовых комплексов, по коллекциям глубоководного бурения, полученных автором в процессе работы по проекту «Мировой океан» и опубликованным данным; (2) прослеживании закономерностей эволюции состава пород петрологических провинций, выделенных по совокупности геологических, геохронологических и петрогеохимических особенностей их магматизма; (3) определении особенностей и характера этапов пространственно-временной эволюции магматизма Тихого океана.

В результате были решены следующие задачи: (1) обобщена информация по петрохимии и геохимии магматических пород Тихого океана; (2) разработан комплекс математических методов многомерного анализа расчёта аналитических данных; (3) выделены формационно-геохимические типы базальтоидов (типизация) и их ассоциации в разных структурах провинций дна океана; (4) прослежены направления эволюции состава базальтоидов от условий формирования океанических структур (срединных хребтов, плит, островных систем и др.); (5) на основании обобщения геохронологических данных рассчитаны временные этапы формирования структур дна океана и описаны характерные для них геохимические особенности магматизма.

Научная новизна работы заключается в петрогеохимическом изучении магматизма дна Тихого океана с использованием большого объёма информации. Проведены классификация пород океанического дна, их типизация и определены парагенетические ассоциации формационно-геохимических типов базальтов в структурах океанического дна. Кроме известных выделены новые типы базальтов- индикаторов геодинамических обстановок: натриевые толеиты MOR- участков выклинивания рифтовых зон в пределах континента и калиевые ферротолиты MOR- склонов рифтогенных поднятий. Проведено изучение эволюции состава базальтоидов от условий их выплавки и особенностей формирования структур океана: (а) по данным распределения редкоземельных элементов автором выделены петрогенетические дифференцированные серии магматических пород в восточной части Тихого океана; б) по данным глубоководного бурения впервые выявлен полициклический антидромный характер эволюции магматизма гайота Суйко (скв. 433С, Императорский хребет); в) по вариациям состава оливиновых толеитов вулканических оснований Гавайских островов рассчитана факторная модель их формирования; г) определены главные этапы общей пространственно-временной эволюции магматизма океанических структур и описаны геохимические особенности пород, слагающих эти структуры.

Основные выводы (защищаемые положения).

1. В пределах ложа Тихого океана на основании петрогеохимических параметров проведено разделение пород, слагающих структуры океанического дна, (типизация), определены их формационно-геохимические типы и их ассоциации. Наряду с уже известными типами базальтов MOR: D, N, T и E-типов, ферротолитов, ультраитанитовых ферротолитов (UTi), примитивных базальтов плит (PIP) и базальтов островных систем выделены новые типы натриевых толеитов MOR, калиевых ферротолитов MOR и «обогащённых» базальтов KLAEP (K-калием, LAE-лёгкими аксессуарными элементами и P-фосфором). Изучение особенностей ассоциаций формационно-геохимических типов пород в различных блоках океана в совокупности с геологическими данными позволило выделить петрологические провинции океанического ложа.

2. Основные направления геохимической эволюции состава базальтов главных структур океана (плит и срединных хребтов) представлены феннеровским и боуновским трендами. Выраженный широким развитием ассоциаций магно- и ферротолитов MOR в срединных хребтах и перемежаемостью их петрологических аналогов (примитивные толеиты и ферротолиты PIP) на плитах феннеровский тренд эволюции обусловлен процессами фракционирования в восстановленных условиях рифтогенеза. Возрастание щёлочности базальтов при незначительном увеличении кремнекислотности (боуновский тренд) обусловленные изменением условий их формирования (понижением давления, уменьшением степени плавления субстрата мантии или повышением флюидного режима), наблюдаются в приразломных участках в зонах нарушения центров спрединга ВТОП и в зонах окаймляющих рифтов. В западной части океана щелочной тренд часто преобладает вплоть до образования комплексов, сложенных существенными объёмами щелочных пород.

3. Изучение геохимических особенностей вариации состава пород вулканических хребтов Тихого океана показало существенные различия: а) состава в основном преобладающих (более 95% объёма) мафических базальтоидов (от оливиновых толеитов до пикробазальтов), слагающих основания островов; б) характера эволюционного развития магматического источника лав островных вулканов. Для палеоцен-эоценовых базальтов Императорского хребта прослеживается полициклическая антидромная направленность магматизма внутри каждого из шести циклов, сформировавшихся в течение 4-5 млн. лет гайот Суйко (скв. 433С, мощность 350 м.). Для олигоцен-современных толеитов Гавайской цепочки вулканов характерна общая гомодромная направленность эволюции состава оливиновых толеитов, продуцированных горячей точкой (от в.Килауэ до о-ва Лаперуз). Подобный гавайскому гомодромный тренд эволюции наблюдается в олигоцен-современных полинезийских хребтах с незначительным (менее 5% объёма) толеитбазальтового магматизма оснований вулканов. Смена во времени антидромного характера эволюции гомодромным свидетельствует, скорее всего, об увеличении теплового потока, поднимающегося по гавайскому и полинезийским каналам плюмового вещества по сравнению с Императорским хребтом.

4. Анализ пространственно- временного размещения океанических структур ложа океана, позволил на фоне непрерывного магматизма, формирующего океанические плиты, выявить четыре этапа становления геологических комплексов ложа океана: (1) юрско- раннемеловой (>200-100 млн лет); (2) поздне меловой-палеоценовый (<100- 55 млн лет); (3) эоцен- олигоценый (<55-25 млн лет); (4) миоцен-голоценовый (<25- 0

млн лет). Для первых двух этапов (юра-мел-палеоцен) характерны высокий флюидно-тепловой режим плавления и «избыточная» генерация магм: доля базальтоидного магматизма линейного спрединга (толеиты MOR) составляла, по оценкам автора, не менее 70% общего объема магматических излияний юрско-мелового периода. Обогащенные щелочами лавы (около 30%) формировали структуры поднятий и хребтов. В кайнозойский период (3-4-й этапы), связанный, по-видимому, с умеренным тепловым потоком из мантии, основной объем выплавляемых магм был сосредоточен в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов и представлен различными типами MORB с преобладанием феннеровского эволюционного тренда. Доля спрединговых базальтов, по оценкам автора, составляет более 90% общего объема лавовых излияний.

Практическая значимость работы заключается в обобщении огромной информации петрогеохимических данных по базальтоидам дна Тихого океана, создании информационного банка данных, на основании которого проведена типизация базальтов океана, выявлены ассоциации их формационно-геохимических типов и описан магматизм петрологических провинций. Проведено исследование особенностей эволюции магматизма провинций, этапов и характера становления геологических структур тихоокеанического дна.

Открывая в последнее время рудоносность Мирового океана в наибольшей степени относится к Тихому океану, особенно богатому рудопрооявлениями (Cu, Zn, Ag, Au, Fe-Mn, Pb и др.), ассоциирующими с вулканическими комплексами. Учитывая зональность рудопрооявлений в океане: к рифтовым структурам срединно-океанического хребта и окаймляющим рифтам приурочены медные и разнообразные сульфидные руды с никелем, серебром, золотом и цинком [Петрологические провинции..., 1996; и др.], а в приэкваториальной зоне широко развиты железно-марганцевые конкреции и фосфориты [Андреев и др., 1995 и др.] возможно использование выполненной работы в качестве основы для металлогенических океанических исследований.

Фактический материал и методы исследования

Работа основана на результатах многолетних исследований автора геологии и магматизма Тихого океана по Международной программе «Мировой океан в рамках проектов «Литос» и «Глубинные геосферы...» (1980- 1995гг). В основу работы положен фактический материал коллекций кернов скважин глубоководного бурения, полученных для выполнения проектов из Скриппсовского института океанографии г. Вашингтона (рейсы судна «Тломар Челленджер»: 16, 17, 19, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 54, 55, 58, 61, 67), представленных 66-ю скважинами бурения и около 600-ми образцами кернов. Обобщены также данные глубоководного бурения, драгирования и геологического опробования островов. Эта информация упорядочена в виде информационного банка данных по магматизму Тихого океана (более 12 тыс. единиц информации по геологии, минералогии и петрогеохимии магматических комплексов океана). Кроме того, в работе при сравнении пород океана KLAEP с окраинно-континентальными базальтами использованы материалы автора по магматизму Востока Азии.

Аналитические исследования выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН: химический анализ (аналитики А.А. Стунжас, С.П. Славкина, Л.В. Шкодюк), количественный спектральный анализ- Ni, Co, Cr, V (аналитики Г.А. Кухтина и Л.И. Азарова) и в Центральной лаборатории

Геологического Управления г. Владивостока рентген-радиометрический анализ Rb, Sr, Ba, Zr, P, Zr. (аналитик М.В. Войтышина), определение возраста (аналитик Грачёва А.А.).

Применялся комплекс методов математической обработки петрогеохимической информации. Кроме обычных методов статистики использовались таксономический, дискриминантный анализы, а также R и Q- методы многофакторного анализа в варианте согласования R (изучения вариации признаков) и Q (изучения вариации объектов) методов [Голубева, 1988].

Объём и структура работы. Диссертация объёмом 217 страниц состоит из введения, семи глав, заключения и 49 рисунков и 34 таблиц.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликованы 4 монографии, из них 1-авторская, более 50 статей и кратких сообщений. Основные результаты работы изложены в монографии автора «Толеитбазальтовый магматизм Тихого океана», Владивосток, 1990, а также в монографии «Петрологические провинции Тихого океана» (Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К. и др.) М: Наука 1996, издание которой осуществлено при поддержке РФФИ по проекту 96-05-78002. Результаты работ по океану докладывались на 27-ом Международном геологическом конгрессе (г. Москва, 1984г.), на Всесоюзных школах по морской геологии (Владивосток, 1986; Геленджик, 1988; Москва, 1990, 1992); на III съезде океанологов (Ленинград, 1987г.), на XIII-семинаре по геохимии магматических пород (ГЕОХИ, Москва, 1987г.); на IV-м и V-м Международных междисциплинарных научных симпозиумах «Закономерности строения и эволюции геосфер» (Хабаровск, 1998г. и Владивосток 2000г.), на научной конференции «III Косыгинские чтения» (Хабаровск, 2001г.), на Международной геохимической конференции «Глубинный магматизм, магматические источники и магматизм плюмов» (Владивосток, 2002г.).

Внедрение: в соавторстве с И.Н. Говоровым в 1990г. автором ДВГИ ДВО РАН составлена информационная карта формационно-геохимических типов базальтов масштаба 1: 20.000.000. Карта с объяснительной запиской была доложена и передана Всесоюзному научно-исследовательскому институту геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (г. Ленинград) для практического использования.

Диссертационная работа выполнена в лаборатории геохимии Дальневосточного Геологического института ДВО РАН. Постановка исследований по проблеме «Мировой океан» осуществлялась по инициативе и содействию в бытность его учёным секретарём ДВГИ ДВО РАН доктора геол.-минер. наук В.Б. Курносова. Исследования по проблеме «Мировой океан» курировал акад. РАН Ю.М. Пущаровский; в ДВГИ ДВО РАН работой по проектам руководил профессор И.Н.Говоров. В качестве ответственного исполнителя по проектам автором были заказаны, обработаны и описаны полученные коллекции бурения, создан информационный банк по геологии и магматизму Тихого океана, разработан программный комплекс математических методов обработки геологической информации и проведены необходимые расчёты.

Ценные советы и критические замечания по диссертационной работе, были высказаны академиком РАН А.А. Маракушевым, чл.-корр. РАН А.И. Ханчуком, В.Г. Сахно, докторами геол.-минер. наук С.С. Зиминим, А.М. Ленниковым, И.А. Тарариним, Г.А. Валуй, Ю.А. Мартыновым, В.П. Уткиным и

кандидатами г.-м. н. Г.И.Говоровым, В.П.Симаненко, Ю.Г. Волохиным и др. Техническую помощь оказывали сотрудники ДВГИ Н.Е. Гвоздева, О.Н. Кеня, Н.Ф. Гавриленко. Всем перечисленным лицам автор выражает глубокую признательность

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Отмеченная многими исследователями сложность геологической истории формирования и строения Тихого океана в сравнении с другими океанами Земли обусловлена его существенной структурной неоднородностью. Значительный вклад в исследование океанического магматизма был сделан американскими учёными в результате глубоководного бурения океанов. В нашей стране большую роль в познании геологии, магматизма, геодинамики и тектоники океанов сыграли работы Ю.М. Пушаровского, И.Н. Говорова, Л.В. Дмитриева, Б.П. Золотарёва, и многих других учёных.

Исследование по Международной программе «Мировой океан», посвящённое изучению геологии и петрогеохимии магматизма структур Тихого океана, проводившееся в ДВГИ ДВО РАН под руководством профессора И.Н. Говорова, предполагало суммирование и обобщение информации, на основании анализа которой в конечном итоге ставилась задача выделения петрологических провинций дна Тихого океана. Выделение провинций по соответствующим типам и ассоциациям толеитов океанических рифтов (ТОР) в Атлантическом океане было сделано Л.В. Дмитриевым с соавторами [1990].

Работа состоит из семи глав. В 1-й главе описаны методы анализа пород и математической обработки информации, во 2-й приводятся критерии типизации пород и выделения и систематики петрологических провинций. В последующих четырёх главах (с 3-ей по 6-ю) дана геологическая характеристика групп провинций и петрогеохимические особенности магматизма слагающих геоструктуры провинций пород. В заключительной 7-й главе охарактеризованы особенности формирования и строения океанического ложа и этапов эволюции базальтоидного магматизма Тихого океана.

1. Методы математической обработки информации.

Изучение многомерной геологической информации невозможно без использования математических методов. Первым этапом математической обработки данных обычно является их статистический анализ, позволяющий оценить структуру данных и вычленить аномальные пробы, для которых отклонения от средних содержаний превышают удвоенное стандартное отклонение. Методы численной таксономии и кластерного анализа применялись для автоматического разделения изучаемой выборки проб (объектов) на объективно существующие группы проб (таксоны или кластеры) [Справочник по математическим методам..., 1987]. Используемый в работе многофакторный анализ данных представляет собой математический метод описания системы данных с помощью комплексных параметров - факторов, являющихся линейными комбинациями исследуемых признаков. Двухмерная исходная матрица данных, состоящая из признаков (строк) и объектов (столбцов), обычно рассчитывается для признаков (R-анализ) и проб (Q-анализ) в разных размерностях. Важным преимуществом метода согласования факторного анализа, является расчёт матрицы данных R- и Q- методами в одинаковых единицах (в долях изменчивости системы) факторных нагрузок на признаки и пробы и возможности их графического изображения в

однозначных координатах. В случае расчёта матрицы состава пород, приведённому к 100%, достаточно нормировать данные по схеме: $Y = (X - X_{cp}) / X_{cp}$, где X- данные, X_{cp} - средние по признаку, Y- нормированные данные [Голубева, 1988].

Основной объём математической обработки был выполнен по программам автора в системе виртуальных машин на ЭВМ ЕС-1061 ИАПУ РАН. Последующие расчёты проводились на компьютере с использованием авторских программ и пакета STATISTICA-8.

2. Петрологические провинции Тихого океана.

2. 1. Определение классификационных признаков для типизации широкого спектра составов океанических базальтов дна океана, зачастую различных у разных авторов, проводилось на большом статистическом материале по минеральному и химическому составу с учётом геохимических характеристик. В качестве одного из главных диагностических признаков толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТОП) принималось отношение нормированных [Evensen et al., 1978] содержаний лантана к самарию ($[La/Sm]_n$), характеризующее уровень концентрации в породах лёгких редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно общего уровня их накопления. Слагающие 2-й океанический слой породы эффузивных и субинтрузивных базальтовых комплексов океана на классификационной диаграмме Д.Макдональда и Т.Кацуры [1964] ($SiO_2 - Na_2O + K_2O$) попадают главным образом в поле толеитов и реже субщелочных базальтов.

Приведенные в таблице 1 формационно-геохимические типы базальтов океана представлены: (тип 1) толеитами срединно-океанических хребтов (MOR, COX), магнезиальные и ферротолеитовые разности которых отличаются крайне низкими содержаниями калия и крупноионных литофильных микроэлементов (Rb, Ba, Sr), разделены по составу на несколько геохимических типов: деплетированные- D, нормальные- N, переходные - T и обогащённые - E), различающиеся между собой величиной отношений $[La/Sm]_n$ (тип 1 (1, 2, 5-7)). Впервые выделены два типа - калиевые ферротолеиты и натриевые толеиты (тип 1 (3, 4)), проявление каждого из которых является индикатором конкретной геодинамической обстановки: первого – склонов хребта ВТОП, где предполагается кристаллизационная дифференциация нормальных магнотолеитовых магм с накоплением железа, титана, калия, бария и лёгких РЗЭ в очагах, мигрирующих в стороны от осей срединных зон (скв. 597); второго- участков выклинивания рифтовых зон под покровами континентальной коры, как например, на севере Калифорнийского залива, где вероятна контаминация деплетированной океанической магмы континентальным материалом. Далее, в табл.1 (тип 2) как отдельный формационно-геохимический тип представлен ультратитанистый ферротолелит (UTi-Fe- тип), известный из литературы как толеит пломового типа (P-type) срединно-океанических поднятий и рифтов.

К примитивным толеитам океанических плит PIP- (Primitive Inherent Plate), сохраняя аббревиатуру А.Саундерса [Saunders, 1982], именуящего породы впадины Науру как толеиты PIP, относятся породы 2-го слоя коры океанических плато и, по-видимому, впадин центральной и западной частей Тихого океана. Будучи петрогеохимическими аналогами толеитов и ферротолелитов MOR T-типа они менее деплетированы лёгкими РЗЭ ($[La/Sm]_n \approx 1$). Субщелочные базальты (табл.1, тип 5), описанные Р.Батизой с соавторами [Batiza et al., 1982] как переходные (transitional), широко развиты на склонах ВТОП и в зонах трансформных разломов.

Для формационно-геохимического типа толеитовых базальтов океанических островов и подводных гор (табл.1, тип 4) в отличие от примитивных толеитов MOR и PIP характерны уникальные черты петрогеохимии: при относительно низком содержании щелочей, особенно калия, эти породы обогащены титаном, крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr, Ba) и лёгкими РЗЭ.

Таблица 1.

Петрогеохимическая систематика толеитовых базальтов Тихого океана

Формационно-геохимические типы пород	Средние значения окислов в мас.% и соотношений компонентов				
	TiO ₂	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	[La/Sm] _n
1. Толеиты срединно-океанических хребтов (MOR, COX)					
1) магнотолеиты (N-тип)	1,2	9,3	2,4	0,08	0,45-0,75
2) ферротолеиты (Fe-тип)	1,9	11,2	2,6	0,10	0,4-0,6
3) калиевые ферротолеиты (K-Fe-тип)*	2,0	11,4	2,7	0,45	0,6-1,0
4) Na-толеиты (Na-тип)*	1,8	9,0	3,0	0,24	0,8-1,0
5) переходные (T-тип)	1,4	10,6	2,9	0,18	0,75-1,2
6) обогащенные (E-тип)	2,7	12,7	2,9	0,40	1,2
7) деплетированные (D-тип)	0,9	8,5	2,1	0,07	0,45
2. Ультратитанистые ферротолеиты (UTi-Fe-тип)					
	2,7	4,0	2,7	0,13	0,6-1,0
3. Примитивные толеиты плит PIP (Primitive Inherent Plate)					
магнотолеиты (скв.462)	1,0	10,6	2,0	0,13	0,75
ферротолеиты (скв. 462)	1,3	12,2	2,5	0,16	0,78
4. Толеиты океанических островов					
гавайский (H-Ti-тип)	2,5	11,2	2,2	0,4	1,30
самоанский (S-UTi- тип)	2,6	12,6	1,9	0,65	2,03
5. Субщелочные базальты (переходные - transitional)					
	1,7	8,4	3,0	0,7	1,47
6.(9) Автономные анкармиты**					
	2,9	12,0	1,8	0,9	

Примечание. Таблица приведена в сокращенном варианте [Петрологические провинции...,1996]. В скобках отмечены номера, соответствующих типам пород, указанным на рис.1.

* Типы, выделенные Говоровым И.Н., Голубевой Э.Д.

** Типы, выделенные Говоровым И.Н., Говоровым Г.И., Симаненко В.П.

Автономные анкармиты подводных гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик (табл.1,тип 6), по мнению авторов описавших их в ассоциации с трахибазальтами [Говоров и др., 1992], генетически связаны с глубинными магматическими очагами, возникшими при активизации погребённых древних структур типа расслоенных интрузивов.

Специфические породы, именуемые KLAEP (обогащённые калием, лёгкими аксессуарными элементами- LAE и фосфором), драгированы в различных блоках западной Пацифики. [Петрологические ..., 1996]. Высокие содержания калия, как показали расчеты, не связаны с вторичным изменением пород, а в основном обусловлены особенностями их происхождения.

2. 2. Общая систематика петрологических провинций Тихого океана

Понятие петрологической провинции впервые в морской геологии применил Дж. Натланд для системы Лайн [Init. Rep. V.33, 1976]. Выявление петрологических провинций дна Тихого океана, на большом протяжении донной поверхности которого с относительно ровным рельефом, выделяются своды, поднятия, вулканические хребты, рифтовые структуры и разломные зоны (66 морфоструктур по В.И Головинскому [1985]), представляет несомненную сложность. По этой причине, учитывая преобладание в океане базальтов, к систематике провинций привлекаются геохимические характеристики состава пород, слагающих структуры океанического ложа.

Выделение петрологических провинций (рис.1) проведено с учётом следующих признаков: (1) тектоническое положение, морфология и строение структур океана; (2) формационно-геохимические типы магматических пород и их ассоциации; (3) последовательность магматизма (абсолютный возраст). В этом смысле под петрологическими провинциями подразумеваются морфотектонические области, характеризующиеся специфичными ассоциациями формационно-геохимических типов базальтов, связанных общностью происхождения и времени формирования.

Соответственно этим критериям в табл. 2 перечислены выделенные провинции, объединённые в 6 главных групп: I- 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- анкармит-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; Местоположение перечисленных групп петрологических провинций показано на рис.1, а их характеристика приводится в табл. 2.

Петрологическое районирование Тихого океана показало, что мегаструктура Пацифики состоит из двух неравноценных по площади структур: (1) полукольцевого пояса срединно-океанического хребта позднемелового-плейсто-ценового возраста, пролегающего по восточной и южной окраинам океана и сложенного преимущественно толеитами MOR (Неопацифики) и (2) глобального сегмента центральной и западной частей океана (Палеопацифики), состоящей из множества провинций, приуроченных к геоструктурам разных типов, которые сложены различными по составу, происхождению и возрасту пород- от примитивных базальтов океанических плит до щелочных комплексов.

Общая систематика петрологических провинций Тихого океана

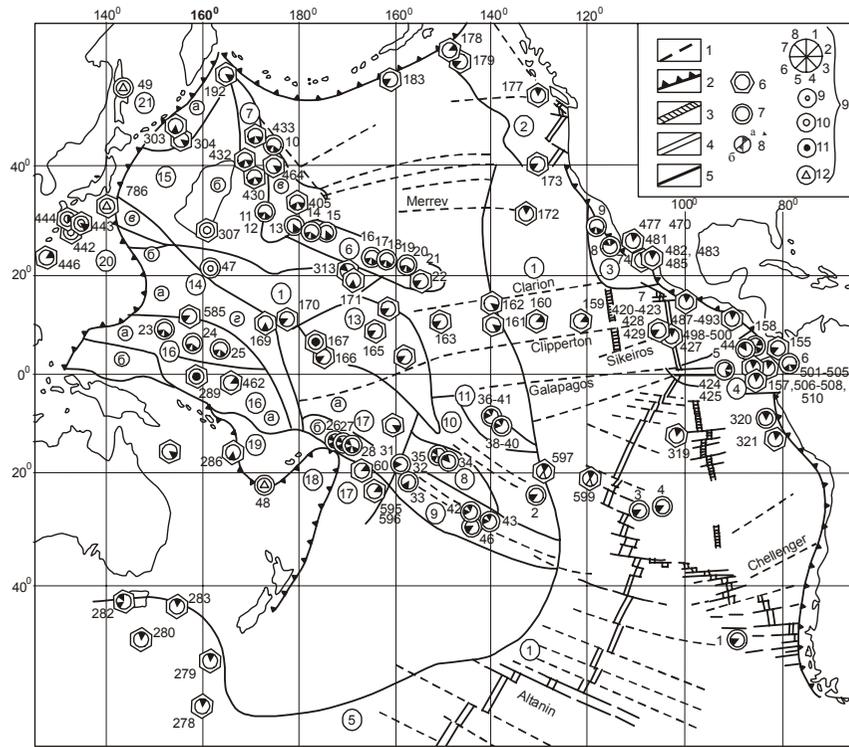


Рис. 1. Схематическая карта петрологических провинций Тихого океана по И.Н. Говорову и Э.Д. Голубевой [Петрологические провинции...,1996]
 1 - главные трансформные разломы; 2 - глубоководные желоба; 3, 4 - рифтовые структуры (3 - миоценовые, 4 плиоцен-плейстоценовые); 5 - границы петрологических провинций 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 - Гадалупе, 10 - Мейджи, 11 - Юриаку, 12 - Каммо, 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 - Куаите, 26 - Тутуйла, Уполу, 27 - Мачиас, 28 - Савайи, 29 - Олосеа, 30 - Офу, 31 - Тау, 32 - Аитутаки, 33 - Мангайа, 34 - Таити, 35 - Хухаин, 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 - Мариотици, 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 MOR, 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 щелочно-базальтовая субсерия, 9- автономные анкармиты, 10- толеиты окраинных морей (TMS), 11- базальты KLAEP, 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 Пасифик, 13- Лайн; 14- Восточно-Марианская - (а- Магелланова, б- Осавава, в- Гейши, г- Маршаллова); 15 - Северо-Западная (Кула) - (а- Хоккайдо-Зенкевича, б- Шатского, в- Хесса); 16- Меланезийская (а- Онтонг-Джава-Науру, б- Муссау, в- Каролинская); 17 - Манихики (а- Манихики-Нова, б- Самоа); 18- Тонга - Лау, 19- Новозеландская, 20- Филиппинская, 21- Охотоморская.

	Группы провинций	Тектоническое положение	Формационно-геохимический тип базальтов (в скобках-подчиненный)	Последовательность магматизма (абсолютный возраст)	Геохимическая специфика пород
	2	3	4	5	6
I	Толетитовая палео-ген-четвертичная 1. Восточно-Тихоокеанская 2. Хуан де Фука 3. Калифорнийская 4. Галапагосская 5. Южно-Тихоокеанская	Рифтовые зоны срединно-океанических поднятий	1- толеиты, (2,5,6)	магнотолейт -> ферротолейт -> (исландит) -> субщелочной базальт (0-40 млн. лет)	Развитие N, Fe, D, K, Na, Ti и P-типов толеитов MOR; низкие содержания K, Ba, LREE
II	Титанисто-толеитовая палеоген-голоценовая 6. Гавайская 7. Императорская	Линейные асейсмичные хребты	4-титанистые толеиты,	Титанистый толейт -> базальт-трахитовая субсерия -> щелочной базальт (0-65 млн лет)	Высокие содержания Ti, Sr, Ba, Zr, LREE
II	Неоген-четвертичная щелочно-базальтовая 8. Таити 9. Тубуаи 10. Туамоту 11. Маркизская	Вулканогенно-сводовые поднятия (Полинезийский свод)	щелочно-базальтовые натриевая и калиево-натриевая субсерии (4)	Титанистый толейт -> щелочной базальт -> таитит, фonoлит, нефелиновый сиенит (1-25 млн лет)	Высокие содержания Ti, Na, Sr, Ba, Zr, LREE
V	Анкармит-трахибазальтовая поздне-юрско-меловая 12. Мид-Пасифик	Субширотные разломы зон глубокого растяжения	6- автономные анкармиты, трахибазальты, тристаниты, (1)	Анкармит - трахибазальт-трахит, фonoлит. (150-30 млн лет)	Повышенные и высокие содержания K, Ti, Rb, Sr, Ba, Zr, Cr
	Толейт-субщелочно-базальтовая поздне-юрско-плейстоценовая 13. Лайн 14. Восточно-Марианская 15. Северо-Западная	Разломы зон глубокого растяжения субмеридианального направления	4- титанистые толеиты; базальт-трахитовая субсерия; 8 базальты KLAEP	Базальты KLAEP (140-100 млн лет), титанистый толейт- базальт-трахитовая субсерия (90-60 млн лет)-> щелочные базальты (60-30 млн лет); субщелочные базальты (30-2 млн лет)	Высокие содержания Ti, K, Sr, Ba, LREE
I	Толейт-щелочно-базальтовая поздне-юрско-меловая с позднекайнозойской тектоно-магматической активизацией 16. Меланезийская 17. Манихики	Зоны разломов рифтового и трансформного типов, сопровождающиеся рассеянным спредингом и тектоническим скупиванием	3- толеиты плит, 8-базальты KLAEP; базальт-трахитовая субсерия (4,7)	Толейты PIP, базальты KLAEP (150-130 млн лет); толеиты окраинных морей (30-10 млн лет); базальт-трахитовая субсерия (12-1 млн лет)	Повышенные и высокие содержания K, P, Sr, Ba, LREE в базальтах KLAEP

Примечание. Таблица приведена в сокращённом варианте по И.Н.Говорову, Э.Д. Голубевой [Петрологические провинции...,1996].

3. Провинции кайнозойских толеитовых базальтов восточной и южной частей Тихого океана (Неопацифики).

3.1. В этой группе провинций Неопацифики, кроме провинций системы срединно-океанического хребта Тихого океана, выделены провинции окаймляющих его рифтовых структур Хуан де Фука, Калифорнийская и Галапагосская.

По соотношению и ассоциациям нормативных минералов базальтоиды представлены: пересыщенными (Q и Ну), насыщенными (Ну), недосыщенными или оливиновыми толеитами (Ну и ОI) и оливиновыми базальтами или пикритами (ОI) [Грин, Рингвуд, 1968]. Подавляющее большинство толеитовых базальтов океана содержит нормативный гиперстен. Состав магматических пород определяется соотношениями и составом главных породообразующих минералов: оливина- For_{85-90} , плагиоклаза- An_{68-86} , пироксена- авгита ($Wo_{30-42}En_{43-58}Fs_{9-15}$) и шпинели. По ассоциациям вкрапленников в базальтах они варьируют от оливиновых, оливин-плагиоклазовых и плагиоклаз-оливин-пироксеновых до кварц-пироксеновых толеитовых разностей.

Изучение состава базальтов показало, что в восточной части океана наиболее широко развиты магматические серии пород, представленные последовательными дифференциатами от магнезиальных толеитов MOR D- и N- типов до железистых ферротолеитов (феннеровский тренд). Этот тренд, по мнению впервые описавшего его автора [Fenner, 1929], связан с фракционированием магнезиальных клинопироксенов. Кроме того, состав базальтов в различных скважинах бурения океана часто характеризуется увеличением содержаний кремнекислоты и щелочей (боуэновский тренд), обусловленный обогащением расплавов альбитом, щелочами и кремнезёмом, что, по Боуэну [Bowen, 1928], является результатом фракционирования в пределах системы Ab-An-Di.

3.2. Характерное для Неопацифики преобладание феннеровского тренда эволюции с различной степенью обогащения оксидами железа пород магматических серий чётко прослеживается на диаграмме AFM (рис.2). Как видно на диаграмме, в сравнении с рифтовыми зонами ВТОП, характеризующимися сериями: толеиты MOR D- и N- типов - ферротолеиты, наблюдается значительно большая протяжённость эволюционных трендов в породах рифтовых зон Хуан де Фука, Горда и Галапагос, где проявлены более высокожелезистые типы пород вплоть до ультратитанистых ферробазальтов.

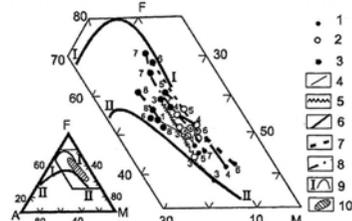


Рис. 2. Диаграмма зависимости $A(Na_2O+K_2O)$ - $F(FeO)$ - $M(MgO)$ в базальтах восточной части Тихого океана
1- толеиты D-типа, 2- толеиты N-типа, 3- ферротолеиты и ферротитанистые базальты, 4-8- тренды изменчивости состава пород (даны цифровые обозначения районов дражирования и скважин бурения): 4- 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 Скаергардской интрузии (I-I) [Уэдджер, Браун, 1970] и разграничительная линия для пород толеитовых и известково-щелочных серий (II-II) [Irvin, Baragar, 1970], 10- область фигуративных точек толеитовых базальтов.

Средний состав формационно-геохимических типов толеитовых базальтов ВТОП океанических плит Тихого океана

	1(115)	2(80)	3(100)	4(30)	5(12)	6(36)	7(75)	8(29)	9(22)
SiO_2	49,54	49,91	49,77	50,23	49,21	49,11	50,23	49,56	50,19
TiO_2	1,19	1,91	1,96	2,64	1,75	1,01	1,75	1,33	1,34
Al_2O_3	15,53	9,63	11,94	11,77	9,80	12,21	13,87	14,75	15,21
Fe_2O_3	1,65	2,30	2,16	-	9,98	1,78	2,74		
FeO	7,84	9,14	9,41	13,94	-	9,02	9,75	11,46	9,82
MnO	0,17	0,19	0,20	0,25	0,17	0,21	0,22	0,19	0,19
MgO	8,66	7,20	7,27	5,83	7,19	8,20	6,73	6,31	6,67
CaO	12,09	11,08	11,13	9,91	11,43	11,75	11,37	12,33	12,18
Na_2O	2,37	2,61	2,65	2,67	3,03	2,01	2,46	2,10	2,10
K_2O	0,08	0,10	0,45	0,13	0,24	0,13	0,16	0,40	0,53
P_2O_5	0,17	0,21	0,19	0,14	0,23	0,08	0,10	0,13	0,14
П.п.п.	0,80	1,21	0,68	1,02	0,50	1,55	0,86	1,39	2,02
Сумма	100,0	99,99	99,95	99,38	100,17	99,57	100,24	99,95	100,46
f	37,6	44,6	46,5	57,3	41,2	38,2	50,4	51,8	46,5
Rb	1,8	2,2	3,1	1,0		6,7	4,2	8,1	8,3
Sr	74	81	133	96	230	97	110	155	156
Ba	18	22	31	13	88	84	13		
Zr	63	78	168	192	129	75	64	78	75
Ni	109	99	70	51	77	144	83	111	109
Cr	309	288	225	95	214	305	149	193	228
V	308	290	398	390	225	281	342	310	276
$[La/Sm]_n$	0,54	0,48	0,80	0,72	0,96	0,90	0,78		

Примечание: 1-5- Средние составы толеитов MOR: толеиты N типа (1), ферротолеиты (2), калиевые ферротолеиты (3), ультратитанистые ферротолеиты (4), натриевые толеиты (5); 6-7- впадина Науру скв. 462А: толеиты PIP среднего комплекса (6), ферробазальты нижнего комплекса (7); 8-9- плато Онтонг- Джава (скв.803, 807): ферротолеиты PIP (8), толеиты PIP (9).

3.3. Срединный хребет океана, состоящий из плиоцен-плейстоценовых рифтогенных хребтов тихоокеанских поднятий ВТОП и ЮТОП, представляет собой как бы «нанизанную» на ось цепочку вулканов, каждый из которых периодически извергается в результате чередования периодов заполнения и опустошения магматических камер, находящихся под осевой зоной хребта.

Состав базальтовых стёкол рифтовой долины ВТОП [Melson, et al., 1977; Sinson et al., 1991] существенно варьирует в каждом из из блоков ВТОП (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.), для которых Н.М.Суцевской и Т.И. Цехоней [1992] рассчитаны кластеры сходных по составу пород, характеризующиеся различными ассоциациями в выделенных блоках ВТОП. Расчёт этих данных методами таксономического и многофакторного анализа позволил определить обобщённые средние составы главных групп (таксонов) пород рифтовой структуры ВТОП, их ассоциации и тренды вариации состава в различных блоках рифта (табл.4, рис.3). Выделенные таксоны представлены оливиновыми толеитами с повышенной железистостью (табл. 4, гр.3, 4), кварц-гиперстеновыми толеитами с

слабо дифференцированная ферротолетовая с высоким содержанием железа и титана и низким-магния (зоны Эксплорер, Хуан де Фука и Галапагос). Для этих серий характерны различные субстраты магнообразования: (а) наиболее широко развитые толелиты и пикротолелиты ($[La/Sm]_n < 0,9$; $[Yb]_n < 35$), по-видимому, связаны с субстратами плагиоклаз-шпинелевых перидотитов (ВТОП) или шпинель-гранатовых перидотитов (диф-ференцированная пикротолелит-ферротолелитовая серия хребта Эксплорер); (б) ультратитанистые ферротолелиты ($[La/Sm]_n > 0,6$ и $[Yb]_n > 35$) представляют собой производные глубинных плюмов; (в) слабо дифференцированные толелиты, близкие по составу титанистым толелитам гавайского типа, возможно, связаны с наиболее глубоким в литосфере субстратом ильменит-гранат-перидотитового состава.

3. 5. В настоящее время в моделях происхождения и дифференциации базальтовых магм, часто основанных на экспериментальных данных, практически не подвергается сомнению, что причинами образования и излияния базальтовых магм являются: высокий тепловой режим мантии океана, поддерживаемый астеносферными плюмами, и декомпрессии при растяжении коры рифтовых зон океана. Состав излившихся пород определяется составом, глубиной и степенью плавления субстрата верхней мантии в момент, когда образовавшийся первичный мантийный расплав обретает способность к отделению от твердого остатка. Ведущим фактором, определяющим химическое разнообразие пород и минералов, являются процессы фракционирования, представляющие собой не только гравитационное разделение кристаллов и расплава, но, возможно, и смешение дифференциатов и их кристаллизацию на фоне периодического поступления в камеру новых порций магмы [Nielsen, 1990 и др.]. Происходящие в приповерхностных условиях при низкой фугитивности кислорода (между WM и IW буферным равновесием) фракционирование и кристаллизация первичных магм обусловили накопление в них железа и титана и последующее формирование ферробазальтов. Так, кристаллизация оливина и плагиоклаза в промежуточных магматических очагах осевой зоны ВТОП происходит в температурном интервале $1250-1150^\circ$, а клинопироксена- ниже 1180° [Сущевская, Цехоня, 1992]. Довольно быстрое и непрерывное излияние базальтовых магм через тонкую океаническую кору в рифтовой структуре срединно-океанического хребта сопровождается, по В.Г. Сахно [Маракушев и др., 2000] определенными в минералах восстановленными газами, среди которых преобладает водород.

Данные изучения фазовых равновесий силикатных систем свидетельствуют о зависимости направления эволюции состава пород, связанного с различиями условий выделения магнетита, которые контролируются окислительно-восстановительным режимом [Osborn, 1959]. Так, при кристаллизации в режиме закрытой системы, выделение магнетита не приводит к обеднению расплава железом, в то время как в открытой по кислороду системе ($f_{O_2} = \text{const}$) содержание оксидов железа в расплаве резко падает. Переход от фернеровского к боуэновскому тренду, по Куно, зависит от степени окисления железа в исходных магмах [Kuno, 1965].

3. 6. Ассоциирующие с зонами низкоскоростных сейсмических волн верхние магматические очаги, расположены непосредственно под срединным хребтом и фиксируются данными сейсмоотографии [Дживонски, Вудхауз, 1989-1990; Nolet, Wortel, 1989]. Результаты расчетов температур ликвидуса для базальтов срединных хребтов и теплового режима магматических

очагов (программа «Жомагат» [Арискин, Бармина, 1992]) свидетельствуют о том, что максимальные значения температур характерны для центральных верхних частей магматических камер. Последние формируются астеносферными диапирами или магматическими колоннами, поднимающимися из зон максимального расплавления мантийных пород верхней мантии [Gorshkov, Lukashovich, 1989; Langmuir et al., 1992]. Согласно модели “динамического плавления” С.Лангмура подъем мантийного вещества через зону плавления происходит с различных глубин и соответствует разной степени плавления субстрата верхней мантии. Образовавшиеся на флангах поднятия в результате меньшей степени плавления мантийного субстрата расплавы отличаются от первичных магм центральных зон повышенными концентрациями щелочных петрогенных и некогерентных элементов (эффект подщелачивания).

Таким образом, широко развитые в зоне хребта ВТОП оливин-толелитовые базальты MOR D- и N-типа связаны с наиболее высокотемпературным магматическим расплавом. Первичные магмы, выплавленные при меньшей температуре и соответственно меньшей степени парциального плавления субстрата верхней мантии и, возможно, с увеличением флюидного режима были источником ассоциаций подщелоченных T- и E-типов базальтов MOR. По геофизическим данным зоны разуплотненного вещества расположены под срединным хребтом ВТОП на глубинах около 40-50 км, с удалением от хребта их глубина увеличивается до 100 км, что свидетельствует о частичном отодвигании магматической камеры от оси хребта и охлаждении оставшегося в ней расплава.

4. Провинции кайнозойских хребтов центральной части

Тихого океана.

4. 1. Провинции центральной части Тихого океана провинции (табл. 2, гр II) охватывают систему субмеридиальных островных хребтов Гавайско-Императорского архипелага. Южнее расположен состоящий более чем из 100 щитовых вулканических построек Гавайский хребет, вулканические постройки островов которого на 95-99% сложены комплексом титанистых толелитовых базальтов и лишь незначительную верхнюю часть вулканов составляют породы дифференцированных серий. Императорский хребет, особенно в северной части представлен гайотами. Варьирующие по составу от оливиновых базальтов до кварцнормативных толелитов породы оснований вулканов Гавайского и Императорского хребтов при небольшом повышении калия характеризуются повышенными концентрациями крупноионных литофилов (Rb, Sr, Ba).

Принятое многими исследователями общее увеличение возраста вулканических построек в северо-западном (Гавайский хребет) и в северном (Императорский хребет) направлениях послужило отправным моментом для обоснования модели формирования Гавайско-Императорской цепи на протяжении 65 млн. лет (от мела и палеогена до настоящего времени) в результате действия фиксированной горячей точки и движущейся над ней литосферной океанической плитой. Этот спорный вопрос до сих пор вызывает дебаты в литературе.

4. 2. Рассчитана модель вариации состава пород толеитовых оснований вулканов Гавайского хребта в результате участия глубинного диапира (горячей точки) в последовательном формировании вулканических островов при перемещении Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении в последние 12 млн. лет на расстояние около 1,2 тыс. км 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 [Pit. Repts DSDP, v. 55, 1980]. Результаты моделирования изображены на рис.5а, где по вертикали указаны вулканы в порядке увеличения их расстояний от вулкана Килауэа; внизу на горизонтальной оси приведён абсолютный возраст вулканов, а вверху приведены значения главного фактора вариации состава пород.

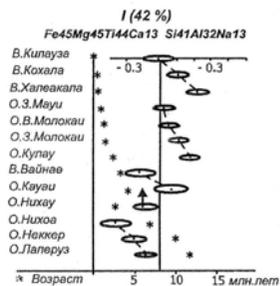


Рис. 5. Диаграмма значений главного фактора изменчивости оливиновых толеитов Гавайских островов. Вулканы и острова расположены в порядке увеличения их расстояния от вулкана Килауэа. Факторные нагрузки элементов (в %) расположены в положительном поле (справа): Si-41, Al-32, Na-13; в отрицательном поле (слева): Fe-45, Mg-45, Ti-44, Ca-13.

Как видно из диаграммы 5, фигуративные точки составов образуют четыре параллельные цепочки, наклонно пересекающие вертикальную линию, разграничивающую 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 "горячей точке"- 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, прогрессирующим накоплением летучих в системе "горячей точки" (апикальная часть диапира- прикровельная фиксированная часть астеносферного слоя) в процессе ее действия.

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 MOR, связанных с плавлением менее глубинного слоя шпинелевых низкотитанистых перидотитов.

4. 3. Материалы по строению и составу вулканогенного фундамента центральной части Императорского хребта гайота Суйко (скв. 433С; n=177) изучены в результате суммирования данных полученных коллекций бурения (около 100 проб) и опубликованных данных. Рассмотрение химизма кернов скважины показало полициклический антидромный характер формирования гайота, обусловленный внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией исходной оливин-толеитовой магмы с накоплением пикротолетовых и пикритовых расплавов на дне камеры и подщелоченных и подкисленных расплавов- в её прикровельной части (рис. 6). Эти циклы извержений наблюдаются в скважине шестикратно с перерывами во времени, необходимыми 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 заполнилась щёлочнобазальтовыми расплавами. Время формирования вулканической постройки Суйко оценивается в 4-5 млн лет.

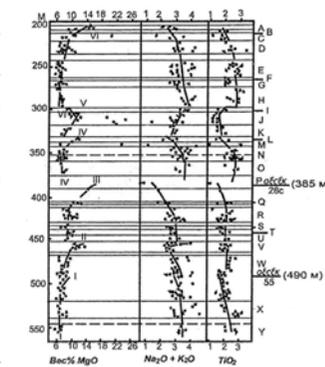


Рис. 6. Петрохимический разрез по скв. 433С гайота Суйко, Императорский хребет (по И.Н. Говорову и Э.Д. Голубевой [Петрологические...,1996]).

5. Неоген-четвертичные провинции островных архипелагов южной части Тихого океана

5. 1. Расположенные на Полинезийском своде провинции (Таитянская, Тубуаи и Туамоту) характеризуются натриевым и калиево-натриевым типом магматизма, а примыкающие к своду провинции Маркизская и Самоа отличаются совмещением калиево-натриевого и калиевого типов щелочного магматизма. Магматизм островов Французской Полинезии в отличие от Гавайских вулканов, сложенных преимущественно толеитовыми лавами, характеризуется значительно меньшими объёмами толеитов, слагающих основания построек отдельных щитовых вулканов (о-вов Таити, Уа-Пу, Эиао и др.), и существенным преобладанием в основаниях вулканов субщелочных и щелочных базальтов.

Толеитовые и субщелочные базальты островов

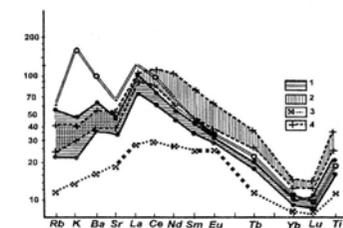


Рис. 7. Спайдердиаграмма распределения нормированных к хондриту содержаний литофильных, р.з.э., и титана в породах линейных островных хребтов Тихого океана 1,2- области распространения фигуративных точек толеитовых базальтов: 1- Южных островов, 2- Маркизских островов; 3,4- линии содержаний элементов в гавайских лавах: 3- толеит, 4- щелочной оливиновый базальт.

Полинезии в сравнении с гавайскими в значительно большей степени насыщены щелочными, литофильными и лёгкими редкоземельными элементами и классифицируются как HE-тип базальтов (гавайский обогащённый). Как видно на спайдердиаграмме (рис.7), для толеитов и субщелочных базальтов Южных островов Полинезии и Маркизских островов характерны содержания литофильных элементов, значительно превышающие их концентрации в толеитовых комплексах Гавайев, а содержания РЗЭ и титана близки их уровням в щелочных гавайских лавах.

5. 2. В геодинамическом плане формирование островных хребтов Южных- Кука, Общества, Туамоту и Маркизских островов, начавшееся в миоцене и продолжающееся до настоящего времени в результате “линейного” вулканизма, распространяется по крайней мере из 4-х активных горячих точек, дающих начало вулканизму островных цепочек [Plate tectonic map..., 1987]. Представляющие собой вулканические хребты, образовавшиеся под действием горячих точек (глубинных плюмов) они, подобно Гавайским островам, сформированы в результате равномерного поступательного движения литосферной плиты и последовательного развития вулканических цепочек. Расчёты состава толеитовых пород вулканических оснований показали, что с омоложением вулканов также прослеживается общий гомодромный тренд эволюции толеитбазальтового магматизма хребтов (от оливиновых к кварцевым толеитам).

6. Юрско-палеоценовые провинции центральной и западной частей Тихого океана (Палеоокеании).

В сравнении с восточными западная часть Палеоокеании (табл.2; V-я и VI-я группы) представлена более древними провинциями позднеюрско-палеоценовыми (Лайн, Восточно-Марианской и Северо-Западной) и юрско-меловыми с поднекайнозойской тектоно-магматической активацией ((1) Меланезийской с субпровинциями (а) Онтонг-Джава-Науру, (б) Муссау, (в) Каролинской и (2) Манихики- Нова)).

6. 1. Провинция Лайн охватывает одноименную систему хребтов, состоящую из цепочек вулканических островов и подводных возвышенностей, приуроченных к субмеридианальным разломным зонам [Natland, 1976]. Формирование главной структуры Лайн начиналось с позднемеловых излияний толеитовой магмы вдоль разломных зон с образованием щитовых вулканов гавайского типа в верхнем мелу (90-60 млн. лет), позднее формировался секущий субширотный хребет Кросс-Лайн (60-30 млн. лет). Извлечённые из скв. 315А (80 млн. лет) толеитовые базальты Лайн близки по составу толеитам гавайского типа, а относящиеся к основанию хребта раннемеловые толеиты, достигнутые в скв. 164 и 165А, имеют состав толеитов MOR Т-типа. В зоне пересечения хребтов Лайн и Кросс-Лайн проявлены необычные для океанического дна существенно калиевые породы щелочных дифференцированных серий (гавайиты, муджириты, трахиты и фонолиты). Позднее на этапах активации зафиксированы вулканические проявления на всём протяжении хребтов. Состав толеитовых базальтов оснований вулканов системы Лайн близок составу гавайских толеитов, при этом отличаясь более высокими концентрациями железа, титана, щелочей и крупноионных литофилов (Rb, Ba, Zr) и пониженными- кремнекислоты, магния и хрома.

6. 2. Восточно-Марианская провинция характеризуется широким развитием рифовых построек Магеллановых гор, Маршаловых островов, островов Гилберта и Тувалу, отличающихся необычным разнообразием слагающих их магматических комплексов. Основания многих гайотов Магеллановых гор и

Маршаловых островов сложены позднеюрско-меловыми толеитовыми и субщелочными базальтами гавайского обогащённого (Е- типа), кроме того здесь проявлены базальты KLAEP, а верхние части гайотов обычно сложены дифференцированными щелочными сериями пород (анкарамит- гавайит- муджирит- бенморит-трахит).

6. 3. Северо-Западная провинция представлена абиссальными плитами Северо-Западной котловины и крупными относительно древними внутриокеаническими поднятиями Шатского и Хесса. Для океанических плит западной части океана характерно мозаично-блоковое строение океанической коры и чрезвычайное разнообразие тектоно-магматических структур, слагающих океаническое ложе. Согласно геофизическим данным микроплитные системы провинции 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].

Сходные по строению внутриокеанические поднятия Шатского и Хесса в меловое время составляли, по-видимому, единую тектоно-магматическую зону и позднее были отделены друг от друга наложенной структурой Императорского хребта [Моссаковский и др., 1999]. По результатам бурения (скв. 307 и 464) поднятия Шатского и Хесса сложены перемежающимися базальтами гавайского типа, щелочными породами и разными типами «обогащённых» базальтов KLAEP.

Магматизм Шатского по данным драгирования возвышенности представлен двумя группами пород, сменяющими друг друга во времени. Более ранние обогащённые калием ферротолиты юрско-мелового возраста слагают крупные массивы, а трахибазальты формируют подводные горы и хребты [Кашинцев, 2002]. По мнению цитируемого автора, геохимический состав пород основания возвышенности свидетельствует о её формировании в области сонахождения океанического хребта и крупного плюма и соответствует участию в процессе формирования возвышенности обоих механизмов магмобразования. С другой стороны, учитывая мощность океанической коры поднятий Шатского и Хесса (более 20 км) и переслаивание разных типов пород в скважинах в формировании этих возвышенностей, по всей видимости, имели место процессы внутриокеанической аккреции (тектонического расслоения и скучивания океанической коры, в особенности её третьего слоя и верхов мантии) [Пушаровский, 1996].

6. 4. В Меланезийской провинции древние структуры одноимённой котловины и расположенными в её южной части поднятием Манихики и плато Онтонг-Джава, сочетаются с поднекайнозойскими структурами зоны Муссау и Каролинских островов.

Изученный во впадине Науру (скв. 462 и 462А [Init, Repts DSDP v.33, 1976; v.61, 1981]) разрез земной коры Меланезийской котловины представлен тремя вулканическими комплексами (110-131 млн. лет): верхний (силлы долеритов), средний (силлы долеритов и потоки базальтов) и нижний (преимущественно потоки базальтов). По своему химическому составу комплексы пород скв. 462А соответствуют трем петрогеохимическим разностям примитивных толеитов плит PIP: соответственно от верхнего к нижнему комплексам: - ферротолиты с повышенным содержанием титана, магнотолиты с пониженным содержанием титана (табл.3, гр.6) и ферротолиты с умеренным содержанием титана (табл.3, гр.7).

Таким образом, обобщение данных по магматизму более древней Палеоокеании показало, что для главных структур океанических Примитивными магнезиальными и железистыми толеитами океанических плит (PIP)

сложно поднятие Манихики, характеризующееся сложным рельефом и повышенной мощностью земной коры, достигающей 25 км [Hussons et al., 1979]. Обширное плато Онтонг-Джава с ещё большей мощностью океанической коры, превышающей 35км, сложено перемежающимися в скважинах (скв.289, 803 и 807) толеитовыми и ферротолелитовыми примитивными базальтами PIP (табл.1, гр.3; табл.3, гр. 8, 9).

плит подобно срединному хребту Неопацифики характерен феннеровский тренд эволюции, проявленный в перемежаемости магнезиальных и железистых разностей базальтоидов в скважинах океанических плато (Манихики, Онтонг-Джава), что свидетельствует о значительной роли в формировании пород восстановленных условий рифтогенеза. При этом существенное значение при формировании геологических

комплексов океана также имеет место фракционирование плагиоклазов и тёмноцветных минералов в процессе кристаллизации пород (впадина Науру).

Состав таксонов (групп) базальтов KLAEP

	1(16)	2(7)	3(55)	4(8)	5(15)
SiO ₂	50,23	50,49	49,86	46,66	47,27
TiO ₂	1,80	1,41	2,54	3,38	1,59
Al ₂ O 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
K ₂ O	1,32	3,79	2,58	1,24	1,37
P ₂ O ₅	0,40	0,73	1,60	0,69	0,70
f	45,9	70,7	66,3	54,6	59,2
Rb	15	26	27	17	24
r	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

Примечание. 1- субщелочные базальты KLAEP (Магеллановы горы, поднятия Шатского и Хесса); 2- щелочной низкотитанистый ферробазальт (вал Хоккайдо-Зенкевича, поднятие Шатского); 3- щелочной высокотитанистый глиноземистый базальт (поднятие Шатского, плато Огасавара); 4- субщелочной высокотитанистый ферробазальт (Маршалловы о-ва, плато Огасавара); 5- субщелочной низкотитанистый ферробазальт (банка Рамапо, плато Огасавара). Суммы приведены к 100%.

6. 5. Суммирование драгированных в западной части Тихого океана «обогащённых» базальтов типа KLAEP (табл.1, гр.8) по опубликованным данным В.П.Симаненко, И.Н.Говорова и др. [Петрологические ...,1996] позволило классифицировать довольно широко варьирующие по химизму породы. В результате выделены 5 таксонов, существенно различающихся по составу групп базальтов KLAEP (табл.5), области распространения которых отмеченные на факторной диаграмме (рис. 8) нумерацией, совпадающей с табличной, практически не пересекаются. Главные изменения состава пород

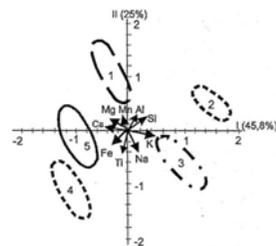


Рис. 8. Факторная диаграмма базальтов KLAEP Тихого океана. Координаты центра: SiO₂- 46,30; TiO₂- 2,10; Al₂O₃- 16,28; FeO- 11,25; MnO- 0,16; MgO- 4,61; CaO- 7,61; Na₂O- 2,71; K₂O- 2,02; P₂O₅- 1,06.

выборки (n=109), соответствующие I-му главному фактору, представленному вариацией ассоциаций параметров: (Si+Na+K - Mg+Ca+Fe), соответствует боуновскому тренду изменчивости состава пород; II-й фактор представлен ассоциацией (Mg+Al+Si - Fe+Ti), что свидетельствует о том, что различия второго порядка этих групп пород соответствуют феннеровскому тренду. Наиболее разнообразный состав этих пород определяется на возвышенности Шатского (с 1-го по 3-й типы); на Магеллановых горах проявлен 1-й тип, а на Маршалловых островах- 4-й. Используемые для расчёта данные по плато Огасавара соответствуют 4-му и 5-му типам, по валу Хоккайдо-Зенкевича- 2-му и банке Рамапо- 5-му типам.

6.5.1. Диагностику магмогенерирующего субстрата групп океанических базальтов, основанную на экспериментально полученной прямой зависимости коэффициента деполимеризации расплава и коэффициента общей глинозёмистости, позволяет в первом приближении проводить диаграмма (Fe+Mg) - Ca-(Al-Na-K) [Коренбаум, 1987]. На основании этой зависимости можно предполагать, что механизм фракционирования большинства породообразующих минералов основных эффузивов (за исключением клинопироксена и глиноземистой шпинели) не оказывает существенного влияния на величину отношения Ca/(Al-Na-K), что происходит даже при вариации общего давления, т.е. в генетически родственных магмах это отношение остается постоянным.

Области фигуративных точек базальтов различных геохимических типов (океанических, внутриплитных, островодужных и активных континентальных окраин) формируют на диаграмме (рис. 9) самостоятельные поля вне зависимости от степени дифференцированности и щёлочности пород. Базальты срединно-океанических хребтов (MOR) и океанических островов (OIB) образуют изолированные поля, приуроченные к мантийному отношению параметров диаграммы (1:1) различных типов ультраосновных пород. При этом поле OIB сдвинуто в сторону повышенного содержания Fe+Mg, что позволяет предполагать их формирование на большей глубине. Ниже, на уровне отношения параметров (1: 0,7), характерное для ксенолитов, связанных с кимберлитами, образованных из метасоматизированной мантии, находится область, соответствующая базальтам активных континентальных окраин (MCB) [Мартынов, 1999]. Вблизи этой области расположено большинство из средних типов пород KLAEP, что, вероятно, отличает эти базальты от пород, связанных с субстратами перидотитовой верхней мантии, и свидетельствует о сходстве генезиса базальтов KLAEP с генезисом базальтов активных континентальных окраин/

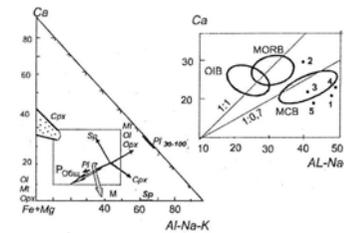


Рис. 9. Диаграмма (Fe+Mg)-Ca-(Al-Na-K) и тренды эволюции расплава при фракционировании минеральных фаз, изменяя общего давления (Робц) и взаимодействия базальтов с морской водой-М). Ol- оливин, Crx- клинопироксен, Орх- ортопироксен, P130-100- плагиоклаз и его номер, Sp- шпинель, Mt- магнетит. На врезке диаграммы: значения средних типов базальтов RLAEP соответствуют средним составам типов пород в табл. 5.

7. Особенности строения и формирования дна Тихого океана

и этапы эволюции магматизма

7. 1. Геофизические данные изучения дна Тихого океана свидетельствуют о существенных различиях для различных зон океана параметров глубинности 2-го слоя (базальтов и долеритов) и 3-го слоя (габбро и кумулятивных габброидов) [Семёнова, 1985]. Утонённая кора срединного хребта ВТОП Неопацифики, не смотря на структурно-морфологическое единство, характеризуется неоднородным строением в различных частях ВТОП. Для Палеопацифики повышенные мощности

(от 18 до 25км) характерны для сводовых поднятий островных хребтов океана (Императорского, Полинезийских, Лайн, Магеллановых гор и частично Гавайев [Хаин, 1985; Wilson, 1991]), воздымание которых происходило в результате разуплотнения вещества верхней мантии при формировании вулканических построек хребтов. Океанические плато западной Палеопацифики (Онтонг-Джава и Манихики) также имеют мощности коры, в несколько раз превышающие её средние параметры в океане, что позволяет, учитывая близкий рифтогенному состав пород поднятий, предполагать их формирование в результате обширного мелового спредингового магматизма.

7. 2. Вариации состава пород магматических комплексов океанического дна обусловлены множеством меняющихся во времени и пространстве параметров: составом исходных субстратов верхней мантии и степени их парциального плавления, степенью фракционирования и глубиной кристаллизации и т.д. Применение петрогеохимических расчётов и диаграмм даёт возможность проводить сравнительную оценку условий становления геоккомплексов океана. В этом смысле при изучении магматизма довольно информативна предложенная японскими геохимиками SB-диаграмма [Onuma et al., 1981], позволяющая оценивать состав верхней мантии и парциального плавления исходного субстрата. Принцип её построения основан на различии ионных радиусов ионов Sr^{+2} , Ba^{+2} и Ca^{+2} , имеющие большие радиусы Sr^{+2} , Ba^{+2} входят в акцессорные минералы (апатит и флогопит), в то время как Ca^{+2} с меньшим ионным радиусом присутствует в главных минеральных фазах- гранате и клинопироксене.

Основным элементом диаграммы (рис.10) является

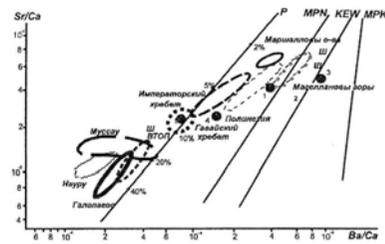


Рис. 10. SB-диаграмма зависимости отношений Sr/Ca — Ba/Ca в толеитовых и субщелочных базальтах Тихого океана. [Onuma et al., 1981].

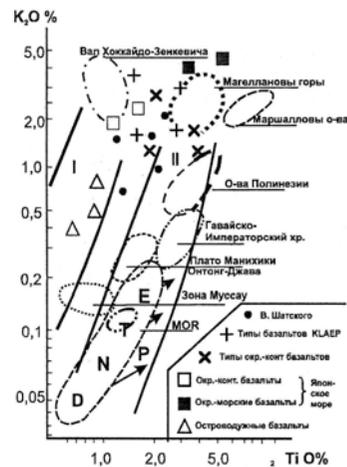


Рис. 11. Диаграмма зависимости содержания TiO_2 — K_2O (вес.%) в базальтах Тихого океана

прямая (P), проведённая под углом 45° к осям, градуированная по степени парциального плавления перидотитового (пиролитового) субстрата верхней мантии при условии концентрации Sr и Ba в наиболее лёгкоплавких акцессорных минералах субстрата- апатите и флогопите. Горизонтальное направление вариации состава пород соответствует тренду фракционирования плагиоклаза, а направленное под углом 30° к горизонтальной оси соответствует тренду кристаллизации клинопироксена. На диаграмму нами также нанесены рассчитанные по составам кимберлитов тренды вариаций состава субстратов: MNP- метаперидотиты натриевые (перидотиты, испытывавшие натриевый метасоматоз), KEW- калиевых эглогитов, вебстеритов и верлитов и МКР- метаперидотиты калиевые (калиевый метасоматоз) [Говоров, Голубева, 1995].

Фигуративные точки толеитов главных структур океана попадают на SB-диаграмме в области, расположенные в нижней части диаграммы и соответствующие (тренд P) широкому интервалу плавления верхней мантии (15-40%). Области базальтов островных хребтов океана Палеопацифики, находящиеся вблизи перидотитового тренда (P) (Гавайско-Императорский хребет, Маршалловы острова) или к метаперидотитового (MNP) (хребты Полинезии, Магеллановы горы) а также тренду субстратов калиевых эглогитов вебстеритов и верлитов (KEW) (вал Зенкевича, плато Огасавара и поднятие Шатского). О дискретности условий формирования базальтов поднятия Шатского свидетельствует значительный разброс на диаграмме соответствующих их составов точек (ш).

Фигуративные точки типов базальтов KLAEP расположены вблизи перидотитового тренда P (составы базальтов 5-го и 4-го таксонов: плато Огасавара и Маршалловы острова), с метаперидотитовым трендом (MPN) ассоциируют базальты 1-го таксона (Магеллановы горы и поднятие Шатского). вблизи тренда субстратов калиевых эглогитов вебстеритов и верлитов (KEW) находятся точки 2-го и 3-го таксонов пород KLAEP (вал Хоккайдо-Зенкевича и плато Огасавара, поднятия Шатского).

Важная информация по классификации базальтов океана получена с помощью диаграммы TiO_2 - K_2O (рис.11). Чётко прослеживается прямая зависимость состава толеитов MOR: от D-деплементированных и N-нормальных- до T- переходных и E-обогащённых- типов; указанное стрелками увеличение железистости и титанистости пород соответствует составам ферротолентов перечисленных типов, вплоть до ультратитанистых пород P-типа. При этом в область базальтов T-типа MOR попадают фигуративные точки, соответствующие примитивным толеитам плит (PIP) западной части океана (впадина Науру). Вблизи к базальтам MOR расположены области плато Онтонг-Джава и Манихики. Продолжение общей тенденции одновременного увеличения железистости (титана) и щёлочности (калия) продолжается далее для островных хребтов- Гавайев, Полинезии и Маршалловых островов. Точки, соответствующие базальтам KLAEP Маршалловых островов и Магеллановых гор находятся на более высоких уровнях концентраций калия. В отличие от них базальты древних структур океанических поднятий (поднятия Шатского, Хесса, вала Хоккайдо-Зенкевича и др.) характеризуются повышенными концентрациями калия при средних концентрациях титана и близки по составу базальтам океанского складчатого обрамления (Дальний Восток, Японское море).

7. 3. Данные отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, приведённые на рис.12, показывают общую обратную зависимость параметров графика, наблюдаемую от ВТОП до островов Полинезии Тихого океана. К зоне деплетированной мантии (ДММ) тяготеют области значений отношения изотопов срединно-океанических поднятий; в сравнении с ВТОП значительно большие области значений изотопов характерны для Атлантики и Индийского океана. Для базальтов плит западной части Тихого океана (плато Манихики, Онтонг-Джава и скважин бурения: 462, 801, 169), расположенных в нижней части диаграммы наблюдается различная степень отклонения их значений в сторону уменьшения отношения изотопов неодима и увеличения изотопов стронция: минимальную для толентов скв. 462 и 801 и максимальное для скв. 169 и базальтов плато Онтонг-Джава и Манихики, что свидетельствует о разной степени концентраций этих изотопов в более древнем субстрате верхней мантии океана.

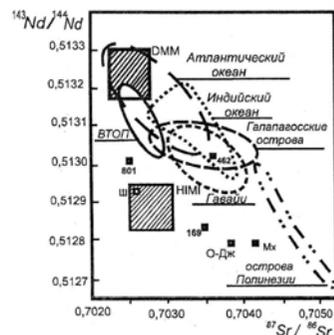


Рис.12 Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Zingler et al., 1984; Valbracht et al., 1996]. ДММ- деплетированная мантия; НММ- мантия с участием компонента рециклированной древней океанической коры. Океанические плиты Тихого океана: МХ- Манихики [Jackson et al.]; О-Дж.- Онтонг-Джава [Mahoney et al.]; Ш- поднятие Шатского [Кашинцев, 2002]. Скв. 462 [Floyd, 1989]; скв. 169 [Janney, Castillo, 1996].

7. 4. Новая глобальная тектоника, пришедшая на смену учению о геосинклиналях, вначале была представлена концепцией тектоники плит, в основе которой лежало предположение о ведущей роли горизонтальных тектонических движений в расколе континентов и образовании океанов в результате рифтогенеза [Ле Пишон К., 1977; В.Е.Хаин, 1984 и др.]. В последние годы многие учёные считают, что причиной раскола континентов, спрединга, магматизма и формирования океанической коры является зарождающийся на границе ядра и мантии матийный суперплюм; в связи с чем возникло новое направление плюмовой тектоники, в которой утверждается ведущая роль мантийной конвекции и формирование устойчивых плюмов под океанами, являющихся причиной океанообразования и магматизма [Н.Л.Добрецов, 1994; И.С.Граммберг, 2001; D.Anderson, 1997].

Предположение о существовании океана ещё в рифее было высказано Ю.М. Пушаровским [1965], эта точка зрения была поддержана В.Е.Хаином [1993] и Милановским [1998], считающими, что вероятность существования Тихого океана ещё 1млрд лет тому назад достаточно велика, поскольку с этого времени уже сформировался грандиозный подвижный пояс, находящийся на ранней стадии развития. Далее, по мнению цитируемых авторов, Тихий океан существенно расширился (0,6-0,5 млрд лет назад), после чего стал сокращаться за счёт развития континентальных окраин.

7. 5. Эволюционные этапы формирования Тихого океана впервые были выделены Ю.М.Пушаровским [1972]: (I) от юры до позднего мела происходило формирование базальтового

ложа океана и крупных поднятий (Шатского, Хесса); (II) в конце мела- раннего палеогена образовались вулканические хребты (Императорский, Лайн); (III) позднекайнозойский этап характеризуется излияниями лав в зонах спрединга.

Определения абсолютного возраста пород ложа Тихого океана, включая биостратиграфические данные, варьируют от ранней юры до современного. Наибольшие значения возрастных данных приведены для пород бассейна Пифагета к востоку от Марианских островов, имеющих возраст около 180 млн лет [Davidson, 1992], впадины Науру (110-130 млн.лет) плато Манихики (115-120 млн. лет), Онтонг-Джава (112-120 млн. лет), гор Мид-Пацифик (117-133 млн. лет) и др. [Summary of radiometric ages..., 1987 и др.]. Если принять во внимание обнаружение в основании гайотов в западной части Тихого океана анкармитов поздне триасового возраста (К-Аг- метод) [Говоров И.Н., Петрологические..., 1996], то началом раннего этапа тихоокеанского магматизма возможно предполагать поздний триас.

7. 6. Обобщение геохронологических данных формирования геоструктур Тихого океана показало, что эволюция магматизма океана может быть условно представлена следующими этапами: (1) юрско-раннемеловой (>200- 100 млн. лет); (2) поздне меловой-палеоценовый (<100- 55 млн. лет); (3) эоцен-олигоценый (<55- 25 млн. лет); (4) миоцен-голоценовый (<25- 0 млн. лет).

В первый юрско- раннемеловой этап происходило формирование главенствующей в настоящее время Тихоокеанской плиты, происходящее в результате раздвига и интенсивного спрединга в зонах сочленения трёх океанических плит: Кула- на севере, Фараллон- на востоке и Феникс- на юго-западе [Хаин, 1985]. Вначале происходили нарастающие к середине мела площадные излияния значительных масс толентов лав, формирующих океаническую кору (плато Манихики, Онтонг-Джава и др.) В это время продолжали формироваться субширотные щелочные комплексы океана (Маркус-Уэйк - Мид-Пацифик), в основании которых, по предположению И.Н.Говорова [1993], находятся древние погребённые субконтинентальные блоки.

Во второй поздне меловой-палеоценовый этап продолжалось формирование океанической плиты в результате усиления магматических процессов в океане и ещё более интенсивных излияний толентов лав. Зона спокойного магнитного поля (100-80 млн. лет), характерная для начального периода этого этапа, фиксируется расположенными вблизи флексуры океанического ложа магнитными аномалиями А32-25. Изменение тектонического режима сопровождается образованием субмеридианальных разломных зон и хребтов (Императорского, основного хребта Лайн, Маршалловых островов и др.).

В третий эоцен-олигоценый этап продолжается формирование геоструктур предыдущего этапа. В то же время объёмы площадных излияний толентов лав и щелочного магматизма в океане существенно снижаются, но в результате тектоно-магматической активизации происходит образование новых вулканических построек в хребтах Лайн, Императорском, Магеллановых горах и других вулканов, приуроченных к разломным зонам.

Четвёртый миоцен-голоценовый этап представляет собой главный этап становления современных структур срединно-океанического хребта Тихого океана, свидетельством чему являются характерные для этого этапа максимальные скорости спрединга океанической коры. В

это же время формировались рифтогенные структуры ВТОП и ЮТОП и прилегающих к ним рифтовых зон (Калифорнийской, Хуан де Фука и происходило дальнейшее развитие Галапагосского рифта). К этому этапу приурочено формирование вулканических хребтов Гавайских, Полинезийских и Каролинских островов, обусловленное проявлением глубинных плюмов. В результате тектоно-магматической активизации продолжается формирование множества вулканических построек и вулканов в линейных разломных структурах (хребтах системы Лайн, островах Кука и др.).

7. 7. Изучение магматизма Тихого океана показало различие ассоциаций формационно-геохимических типов пород и их количественных соотношений на разных этапах эволюции океанического магматизма.

Как уже отмечено выше, на протяжении двух первых этапов, с юры и до палеоцена имели место мощные, по всей видимости, рифтогенные излияния примитивных толеитовых лав (PIP), формировавших лавовые плато абиссальных океанических плит. Тектонические режимы растяжения океанической литосферы в эти этапы чередовались с режимами сжатия, что могло обусловить мозаично-блоковое строение океанической коры и образование микроплитных систем [Меланхолина, 1996], а также подобных поднятию Шатского структур тектонического скупивания [Пушаровский, 1982], сложенных чрезвычайно разнородными породами (толеитами, щелочными базальтами, базальтами гавайского типа и базальтов KLAEP). При этом, отличительной особенностью второго этапа является проявление в океане островных пород гавайского типа (Н), слагающих хребты, происхождение которых, вероятнее всего, обусловлено образованием глубинных субмеридианальных разломов (Императорский, Лайн, Маршаловы острова и др.).

В эоцен-олигоценый 3-ий этап на фоне существенного снижения объемов толеитового и щелочного магматизма, кроме примитивных толеитов PIP, довольно широко проявлены толеитовые и щелочные дифференцированные породы гавайского типа. Натриево-калиевые щелочные комплексы характерны для Императорского хребта, основного хребта Лайн, Магеллановых гор; калиево-натриевые щелочные комплексы проявлены в хребте Кросс-Лайн и позднее на Маркизских островах.

Особенностью неогенового этапа является появление наиболее деплетированных в сравнении с другими зонами океана типов толеитов и ферротолеитов MOR D- и N- типов. Подщелоченные базальты MOR T- и E- типов ассоциируют с приразломными участками спрединг-центров и с боковыми удаленными от хребта зонами. При этом подщелоченность и особенно калиевоность базальтов обычно увеличивается при удалении от оси поднятия. Базальты гавайского типа и щелочные дифференцированные серии этого этапа проявлены на островных цепочках Гавайев, Полинезии и Каролин.

Таким образом, исследование магматизма Тихого океана показало, что преимущественную роль в формировании главных (первичных) структур океана (океанических плит и срединно-океанических хребтов) играли рифтогенные излияния лав примитивных базальтов. При этом наибольшие объемы этих лав толеит-базальтового состава приурочены к мел-палеогеновым этапам магматизма. На последующих этапах на фоне излияний примитивных лав океанических плит формировались вулканические постройки океанических островных хребтов.

Заключение

Обобщение и сравнительный анализ данных петрогеохимического изучения пород дна Тихого океана показало существенные различия геохимических типов базальтов, слагающих структуры океана, что является отражением общей латеральной и глубинной, структурной и вещественной неоднородности (гетерогенности) тихоокеанского ложа. Обусловленные глубинными процессами эти неоднородности отражают различные тектонические режимы формирования структур, уровни генерации магм, различия состава мантийного субстрата и флюидного режима, а также влияние глубинных плюмов.

Подавляющая площадь главной (первичной) геоструктуры ложа Тихого океана океанической плиты сложена примитивными толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов (MOR) и примитивных базальтов плит (PIP).

Геохимическая эволюция базальтов в океане в срединных хребтах и плитах в основном обусловлена их фракционированием в восстановленных условиях рифтогеоза и представлена феннеровским трендом. Возрастание щелочности базальтов на фоне незначительного увеличения кремнекислотности (боуновский тренд) проявляется с ростом флюидного давления в магматических камерах и реализуется, по А.А.Маракушеву [1996], в результате смены рифтогенного режима растяжения океанической коры на режим сжатия. Наблюдается этот тренд эволюции на склонах и в приразломных участках спрединг-центров и зонах окаймляющих ВТОП рифтовых структур. Щелочная направленность эволюции магматизма характерна для дифференцированных комплексов островов и хребтов океана. Существенное развитие щелочной направленности магматической эволюции вплоть до формирования комплексов, сложенных огромными объемами щелочных пород, наблюдается в западной части океана.

52 Выявлены существенные различия вариации геохимического состава и преобладающих (более 95% объема) мафических базальтоидов (от оливиновых толеитов до пикробазальтов), слагающих основания островов вулканических хребтов Тихого океана и характера эволюционного развития магматического источника лав островных вулканов. Так, для палеоцен-эоценовых базальтов Императорского хребта наблюдается полициклическая антидромная направленность магматизма от кварцнормативных до оливиновых толеитов и пикробазальтов внутри каждого из шести циклов, сформировавших в течение 4-5 млн. лет гайот Суйко (скв. 433С, мощность 350 м.). Для олигоцен-современных толеитов Гавайского хребта характерна общая гомодромная направленность эволюции состава оливиновых толеитов, продуцированных горячей точкой (от в.Килауза до о-ва Лаперуз). Подобный гавайскому гомодромный тренд эволюции прослеживается в олигоцен-современных полинезийских хребтах с незначительным (менее 5% объема) толеитбазальтового магматизма оснований вулканов. Смена во времени антидромного характера эволюции гомодромным свидетельствует, скорее всего, об увеличении теплового потока, поднимающегося по гавайскому и полинезийским каналам плюмового вещества в сравнении с Императорским хребтом.

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 MOR) 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), связанный, по-видимому, с умеренным тепловым потоком из мантии, основной объём выплавленных магм был сосредоточен в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов и представлен различными типами MORB с феннеровским (меланократовым) эволюционным трендом. Доля спрединговых базальтов, по оценкам автора, составляет более 90% общего объёма лавовых излияний.

Необходимость изучения океанического магматизма, познания его химизма и условий эволюции состава пород в разных зонах океана имеет большое значение в связи выявлением рудной минерализации гидротермальных систем в базальтовом слое ВТОП [В.Б.Курносков, 1986], платиноносностью и золотоносностью базальтов ВТОП и Императорского хребта [Говоров и др., 1996]. Кроме того, как известно, к самым молодым рифтовым структурам ВТОП приурочены медные рудопоявления и месторождения сульфидных руд никелево-медных и цинково-медных-колчеданных (с цинком, никелем, серебром, золотом). 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 ассоциируются проявления медно-никеленосных сульфидных руд, а с кислыми дифференциатами (дацитами, риолитами) вулканических комплексов океана-колчеданные медно-цинковые руды (зона Галапагос). В центральной Пацифике широко развиты железо-марганцевые руды, представленные конкрециями, корками, слоистыми залежами. Среди нерудных полезных ископаемых выделяются фосфориты, распространённые на подводных горах, поднятиях и островах в западной и центральной частях Тихого океана.

Основные публикации по теме работы:

1. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Илупин И.П., Харьков А.Д., Денисов Е.П. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов // М.: Наука, 1980г. 250с.
2. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1984. №6. С. 24-35.
3. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А. Базальтовый магматизм Тихого океана и проблема петрохимической неоднородности тектоносферы // В кн. Твердая кора океанов (проект "Литос") М: Наука, 1987 С. 45-54.
4. Голубева Э.Д. Петрохимические типы толеитов восточной части Тихого океана // Тихоокеанская геология, 1987. №5. С. 3-13.
5. Голубева Э.Д. Эволюция толеит-базальтового магматизма восточной части Тихого океана // ДАН СССР, 1988. т. 302. №6. С.1472-1476.
6. Голубева Э.Д. Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия) // Владивосток: ДВО РАН, 1990. 146с.

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

8. Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Опыт геохимической систематики базальтов // Сб. Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск. 1991. С.120-128.

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

10. Голубева Э.Д. Петрология и геохимия вулканических пород (Императорский хребет) // в кн. Гайоты Западной Пацифики / Мельников М.Е., Волохин Ю.Г., Школьник Э.Л. и др. М.: Наука. 1995. С. 89-103.

11. Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Принципы выделения и общая систематика петрологических провинций Тихого океана // Петрологические провинции Тихого океана/ И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пушин и др.- М.: Наука, 1996. Глава 1. С.8-19.

12. Голубева Э.Д. Провинции толеитовых базальтов восточной и южной частей Тихого океана // Там же. Глава 2. С. 20-64.

13. Голубева Э.Д. Провинции титанистых толеитов кайнозойских асейсмичных хребтов; Гавайская провинция // Там же. Глава 3. С. 65-70.

14. Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Провинции титанистых толеитов кайнозойских асейсмичных хребтов; Императорская провинция. Центральная часть хребта. // Там же. Глава 3. С.71-75.

15. Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Провинции титанистых толеитов кайнозойских асейсмичных хребтов; Императорская провинция. Центральная часть хребта. // Там же. С. 71-76.

16. Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Особенности геодинамики и петрогенезиса Гавайской и Императорской провинций // Там же. Глава 3. С. 84-90.

17. Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Аналоги вулканических ассоциаций гавайского типа в континентальных петрологических провинциях // Там же. Глава 3. С. 91-92.

18. Голубева Э.Д. Щелочнобазальтовые провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов; Провинции Полинезийского свода // Там же. Глава 4. С.93-98.

19. Пушин И.К., Высоцкий С.В., Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Щелочнобазальтовые провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов; Калиевые провинции. // Там же. Глава 4. С. 99-104.

20. Голубева Э.Д. Щелочнобазальтовые провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов; Толеитовый магматизм островных хребтов Французской Полинезии и геодинамические аспекты его эволюции // Там же. Глава 4. С. 105-113.

21. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Высоцкий С.В., Пушин И.К. Щелочнобазальтовые провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов; Петрохимические особенности магматических пород дифференцированных серий островов // Там же. Глава 4. С. 114-135.

22. Голубева Э.Д. Провинции субмеридианальных вулканических хребтов мелового возраста; Провинция Лайн // Там же. Глава 6. С.170-173.

23. Говоров И.Н., Тарарин И.А., **Голубева Э.Д.** Поднеюрско-меловые провинции, испытавшие тектоно-магматическую активизацию; Меланезийская провинция. // Там же. Глава 7. С.212-235.
24. **Голубева Э.Д.** Поднеюрско-меловые провинции, испытавшие тектоно-магматическую активизацию; Провинция Манихики // Там же. Глава 7. С. 236-239.
25. **Голубева Э.Д.** Магматические провинции и этапность магматизма в Тихом океане // Тихоокеанская геология. 1997. №3. с.63-68.
26. Говоров И.Н., **Голубева Э.Д.** Щелочные и субщелочные базальты Тихого океана. // Тихоокеанская геология. 1998 №1. С. 36-62.
27. **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.
28. **Golubeva E.D.** Magmatic Provinces and Stage in Development of Magmatism in Pacific Ocean // Geol. of Pacific Ocean, 1999, Vol. 14, pp. 405-438.
29. Govorov I.N., **Golubeva E.D.** Associations of Pacific Ocean Alkaline and Subalkaline Basalts and Their Petrogenetic Nature // Geol. of Pacific Ocean, 2000, Vol. 15, P. 121-144.
30. Голубева Э.Д. Тихий океан: Этапы становления и магматизма тектоно-магматических структур океанического дна // Сб. Закономерности строения и эволюции геосфер. (Мат-лы V международного междисциплинарного научного симпозиума) Владивосток: 2000. С. 174-176.
31. **Голубева Э.Д.** Тихий океан: изучение характера тектонических процессов в аспектах петрогеохимической эволюции состава пород // Сб. Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии, III Косыгинские чтения (под ред. Н.П. Романовского) Хабаровск. 2001. С. 171-180.
32. **Голубева Э.Д.** Толеитбазальтовый магматизм рифтовых структур Тихоокеанского сегмента Земли. // Мат-лы международной научн. конференции «Рифты литосферы: эволюция и тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые». Институт геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, 2002. с.186-188.
33. **Голубева Э.Д.** Особенности эволюции магматических комплексов дна Тихого океана // Мат-лы III-ей ежегодной всероссийской конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов», Томск. 2002.
34. **Голубева Э.Д.** Вариации состава магматических пород Тихого океана // Мат-лы совещания (ГЕОХИ РАН) «Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли». 2002 г.