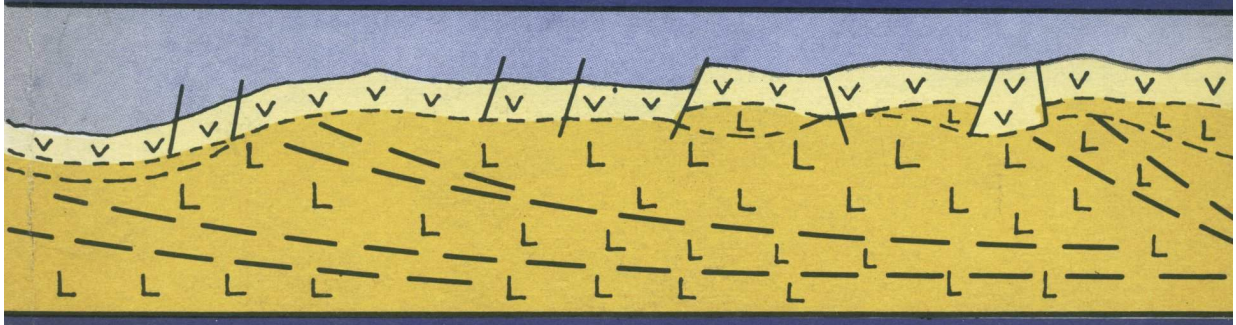
ISSN 0002-3272

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АН СССР

ТВЕРДАЯ КОРА ОКЕАНОВ (ПРОЕКТ «ЛИТОС»)



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТВЕРДАЯ КОРА ОКЕАНОВ (ПРОЕКТ «ЛИТОС»)

Труды, вып. 414

11881



МОСКВА
"НАУКА"
1987



УДК 552.3

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

SOLID OCEANIC CRUST ("LITOS" PROJECT)

Transactions, vol. 414

Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. 186 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 414).

Освещаются вопросы существования мантийных неоднородностей под океанами на основе изучения твердых пород второго слоя океанической коры, а также мантийных ультрабазитов современными петрогеохимическими и изотопными методами исследования. Сделана попытка провести структурно-магматическое районирование ложа Мирового океана с выделением петрохимических провинций. Рассмотрена возможность существования мантийных неоднородностей под островами, в зонах активных окраин материков, в мантии палеокеана Тетис.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственные редакторы:

академик *Ю.М. Пущаровский,*
кандидат геолого-минералогических наук *А.А. Пейве*

Editorial board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief),
A.L. Knipper, V.A. Krasheninnikov, V.G. Gerbova

Responsible editor:

Academician *Yu.M. Pushcharovsky,*
candidate of geological and mineralogical sciences *A.A. Peyve*

Т $\frac{1904040000-345}{042(02)-87}$ 187—87-VI

© Издательство "Наука", 1987 г.

ПРОЕКТ "ЛИТОС"

В 60-х и особенно в 70-х годах океанскими геологическими экспедициями и б/с "Гломар Челленджер" был собран обильный каменный материал, представленный коренными породами океанического дна, в первую очередь базальтами. Стали выполняться тонкие петрохимические и геохимические исследования, а также изотопный анализ, показавшие, что базальты, распространенные в океанах, далеко не одинаковы по химическому и изотопному составу. Отсюда нетрудно было прийти к мысли, что представление о существовании в Мировом океане единой провинции толеитовых базальтов, господствовавшее в те годы, чрезмерно обобщенно. В то же время на континентах давно уже выделялись магматические провинции. Стало ясно, что пришло время приступить к такой же работе в отношении океанического магматизма. Более того, зародилась мысль о большой перспективности сопоставления отдельных ареалов океанического магматизма с естественными тектоническими районами. В случае их соответствия откроется новый и интересный путь к выяснению истинных черт строения верхней мантии под океанами и, более того, глубинных внутримантийных процессов вообще.

Первая же прикидка имевшихся данных показала, что такая постановка задачи вполне корректна. В марте 1980 г. на широком научном совещании, организованном Комиссией АН СССР по проблемам Мирового океана, Петрографическим комитетом и Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, посвященном проблемам петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород океана, автором был прочитан доклад "Тектоника и магматизм океанов". В нем обращалось внимание на существенные петрохимические и геохимические неоднородности базальтоидных, габброидных и ультраосновных пород, распространенных в тектонически различных районах океанического дна, и говорилось о необходимости организации комплексных работ по тектонике и магматизму океанов. Этим, по существу, и была провозглашена программа "Литос". Впервые эта программа в качестве проекта "Литос" фигурировала в государственном плане работ по проблеме "Мировой океан" на 1981—1985 гг.

Проект требует целенаправленных экспедиционных исследований, и они в прошедшие годы в определенном объеме проводились. Однако таких исследований должно быть намного больше. Лишь недавно, начиная с 1985 г., они существенно расширились в связи с получением Геологическим институтом и Институтом геохимии и аналитической химии АН СССР научно-исследовательских судов "Академик Николай Страхов" и "Академик Борис Петров".

Вскоре после выдвижения проекта выяснилась большая заинтересованность в соответствующих исследованиях специалистов из многих учреждений. Среди них в первую очередь необходимо упомянуть: ГИН, ГЕОХИ, ИГЕМ, ИФЗ, ИЭМ АН СССР; ДВГИ, ИТиГ ДВО; ИГиГ СО АН СССР; геологический факультет МГУ; ВНИИокеанология. Эти организации выполняют интересные исследования, охватывающие разные аспекты проблемы. Существенно отметить постепенное увеличение числа работ, направленных непосредственно на выявление

петрохимических и геохимических провинций в базальтах океанов, а также на взаимосвязь магматических и тектонических процессов. В результате все в большей мере укрепляется представление о весьма сложном строении мантии — не только ее вертикальной, но и латеральной неоднородности. Если это так, то следует говорить о сложности и внутримантийных тектонических процессов, среди которых в связи с внутригеосферными неоднородностями важную роль должны играть горизонтальные движения. Продолжая эту мысль, можно сказать, что мы подходим в данном случае к важнейшей общегеологической проблеме — проблеме движущих сил в процессах магматизма и тектогенеза, причем не путем отвлеченых рассуждений, а эмпирически.

О гетерогенности мантии на основе изучения магматических пород океанов пишут многие петрологи и геохимики за рубежом. Ниже дается обзор работ на эту тему, заключающий, естественно, наши оценки и соображения. Обзор составлен по состоянию на начало 1984 г. Но массив публикаций продолжает увеличиваться, что свидетельствует об устойчивом интересе исследователей к этой сложной и важной проблеме.

В частности, в последнее время было обращено внимание на то, что в определенных случаях границами между крупными латеральными неоднородностями в верхней мантии могут быть трансформные разломы[1]. В Советском Союзе также не ослабевает интерес к подобным исследованиям.

В настоящее время мы располагаем целым рядом интересных результатов по проекту "Литос", освещающих особенности провинций океанических базальтов. Появляются данные исследований и других глубинных пород — ультрабазитов и габброидов. Вполне настало время объединить то, что нами сделано за последний период, и издать в виде отдельной книги — первого научного труда в этом новом направлении геологической мысли. Публикуемые ниже статьи представляют собой доклады, прочитанные на совещании по теме "Провинции магматических пород в океанах и их связь с тектоникой; проблемы неоднородности мантии", созванном Комиссией АН СССР по проблемам Мирового океана и Геологическим институтом АН СССР и состоявшемся в Москве в конце 1984 г.

Научный руководитель проекта
академик *Ю.М. Пущаровский*

[1] *Langmuir C.H., Bender J.F.* The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications // Earth and Planetary Science Letters. 1984. Vol. 69, N 1. P. 107—127.

УДК 552.313

Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ, А.А. ПЕЙВЕ

БАЗАЛЬТЫ ОКЕАНОВ И ПРОБЛЕМА ГЕТЕРОГЕННОСТИ МАНТИИ
(общий обзор)

Тектоническая расслоенность земной коры, представление о которой было выдвинуто и широко обосновано в последние годы [6, 7], возникла вследствие тектонического совмещения горных пород при их латеральном движении на значительные расстояния. Ярким ее отражением является сложнейшее покровное и чешуйчато-надвиговое строение большинства фанерозойских подвижных поясов. Но было бы ошибочно считать, что ниже раздела Мохоровичича тектоническая расслоенность исчезает. Прямым указанием на ее существование служат выходы на поверхность мантийных ультраосновных пород, залегающих в виде тектонических пластин. Косвенным признаком является присутствие в надастеносферной и подастеносферной средах локально распространенных относительно низкоскоростных сейсмических горизонтов, природу которых обоснованно связывают со слоями пониженной вязкости. В тектоническом смысле такие горизонты отвечают зонам тектонического течения глубинных масс. Естественно, подобные процессы порождают латеральные вещественные и структурные неоднородности в коре и мантии Земли. В то же время они сами есть результат гетерогенности земных оболочек, поскольку геодинамические поля как в пространстве, так и во времени имеют ограничения. Выяснение конкретных черт такой глубинной гетерогенности — очень важная задача современной геологии, решение которой в конце концов приведет к выяснению строения и геологического развития внутренних частей земного шара. Иными словами, речь идет о развитии рождающейся в настоящее время новой отрасли знаний о Земле — геологии мантии.

Вероятно, не следует оспаривать вертикальную гетерогенность строения земного шара, его расслоение на большее или меньшее число внутренних сфер. В то же время сейчас ясно, что одного этого постулата недостаточно для объяснения внутриземных геологических явлений. Это относится к структурообразованию (как глубинному, так и близповерхностному), магматизму, метаморфизму, наконец, к мантийным химическим и физическим процессам. Вертикальная неоднородность — слишком обобщенный тезис, фактически отражающий еще домобилистскую стадию развития геологии.

В настоящее время в связи с укреплением и углублением идей мобилизма возникла необходимость расширить теоретический кругозор относительно строения глубин Земли. И здесь на первый план выдвигается представление о латеральной неоднородности земных оболочек, иначе — о латеральной гетерогенности коры и мантии Земли. Публикация на эту тему уже была [4]. Можно сослаться на другие отечественные работы последнего периода, где эта тема также затрагивается [3, 8]. От признания латеральной гетерогенности естественно перейти и к представлению о перманентно неоднородном строении Земли, т.е. к отрицанию следующего за аккреционным этапа переплавления и полного перемешивания земного вещества, вплоть до образования гомогенной массы. Следует добавить, что о гетерогенности отдельных геосфер могут свидетельствовать данные космохимии о неоднородности протоматерии, послужившей основой формирования Солнечной системы. Таким образом, пред-

ставление о неоднородном строении земных оболочек по латерали становится сейчас актуальнейшей проблемой.

Разработка этой проблемы может идти разными путями, но в геологическом аспекте особенно эффективно обособление крупных петрографических (петрохимических) и геохимических провинций прежде всего во втором слое земной коры океанов, а также в более глубоких зонах. Реализации этой задачи призван служить национальный проект "Литос", предусмотренный комплексной программой "Мировой океан" на текущее десятилетие. Решающее значение в осуществлении проекта имеют два фактора: а) получение возможно большего количества образцов пород второго и третьего слоев коры и мантийных; б) их аналитическая обработка, включая геохимию изотопов и анализ на содержание редкоземельных элементов (РЗЭ). В ряде наших научных центров начались соответствующие работы, что открывает перспективы большого продвижения фронта научных идей в этом важном направлении.

К настоящему времени нашими морскими экспедициями собраны интересные коллекции пород второго и третьего слоев коры океанов и верхов мантии, но, конечно, их еще далеко не достаточно. Весьма ценно, что в коллекциях представлены породы не только срединных хребтов и глубоководных желобов, но и абиссальных плит. В частности, успешные драгировки были проведены в центральных частях Тихого океана, в разломных зонах Императорской, Меррей, Кларион, Нова, Магеллана. Что же касается срединных хребтов и глубоководных желобов, то соответствующие данные, естественно, тоже пополняются (южная часть Срединно-Атлантического хребта, желоб Тонга и др.). Расширяется круг публикаций об особенностях магматизма океанического дна, причем для некоторых случаев четко намечается связь характера базальтов второго слоя с типами крупных поднятий дна. Имеются публикации и по особенностям магматизма океанических островов. Советские исследователи проводили непосредственное изучение магматизма Исландии и о-вов Зеленого Мыса. Однако исследования по проекту сковываются крайне ограниченными аналитическими возможностями. Вследствие этого сопоставление пород различных акваторий обычно осуществляется лишь на уровне данных "полного силикатного анализа", тогда как в той же мере необходимы данные по многим другим показателям, особенно по редким землям. Из-за их отсутствия пока очень трудно подходить к обособлению и тем более к оконтуриванию крупных провинций, в частности к сопоставлению базальтов абиссальных плит как между собой, так и с базальтами определенных районов срединных хребтов.

Программа масштабного петрографического, геохимического и тектонического изучения базальтов, габброидов и ультраосновных пород океанского дна в целях выявления крупных глубинных неоднородностей и выяснения их природы, получившая затем название "Литос", была сформулирована в Советском Союзе в 1980 г. на широком совещании, посвященном магматическим и метаморфическим породам дна океана[1]. Практически одновременно в этом же направлении широко начали работать и за рубежом. К настоящему времени мировая литература располагает целым рядом публикаций, где на основе петрохимического и геохимического изучения кристаллических пород океанского дна, и прежде всего базальтов, обсуждается тема гетерогенности их источников (мантии). В качестве примера достаточно привести три новейших фундаментальных труда [11, 35, 49].

Остановимся на вопросе о том, как разные авторы понимают гетерогенность мантии.

1. Имеется точка зрения о том, что гетерогенность мантии возникла на первых этапах формирования Земли и существует в настоящее время. Масштаб мантийных неоднородностей может быть самым разнообразным по разным элементам [37,

[1] Труды совещания опубликованы в 1983 г. [5].

60]. Эту точку зрения разделяют и другие исследователи [10, 17, 19, 36, 59], хотя они и придают большое значение различной величине частичного плавления при формировании базальтов.

Частичное плавление участков мантии более крупных, чем провинции, различающихся между собой изотопным составом дает вследствие смешения гомогенный расплав (с усредненными значениями изотопных соотношений). А плавление сравнимых по размерам участков выявляет мантийные неоднородности [12]. В то же время на концентрацию ^{87}Sr в расплаве влияет величина частичного плавления исходных пород, поэтому различные по изотопному составу расплавы могут быть получены: а) при различных размерах плавящихся участков; б) при различной величине частичного плавления.

2. Образование мантийных неоднородностей происходит в результате смешения обедненных литофильными элементами мантийных источников, питающих N-тип базальтов, с источниками, обогащенными литофильными элементами глубинного мантийного происхождения, поднимающимися в виде плюмажей. В такой модели образуются гетерогенности размером не менее 10 км [25, 55, 58, 61].

Поступление из нижних горизонтов мантии материала в виде капель, обогащенного литофильными элементами, приводит к появлению неоднородностей в верхней мантии [30]. Неоднородности небольшого масштаба (например, в пределах одной скважины) наряду с крупномасштабными говорят о наличии поднимающихся расплавленных масс самого различного объема [39].

3. Существует модель образования мантийных неоднородностей в результате просачивания вверх флюидов, богатых некогерентными элементами, и их воздействия (метасоматизма) на верхнюю мантию. Такой механизм объясняет возникновение мелких неоднородностей [20, 57, 58].

4. Наконец, имеется модель "рециркуляции", т.е. поступления в мантию корового вещества (измененные базальты, осадки, морская вода), обогащенного литофильными элементами, а также изотопами с коровыми концентрациями в результате субдукции [23, 37].

В предлагаемом обзоре кратко остановимся на исследованиях базальтов, проводимых под этим углом зрения в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах[1]. Основное внимание будет уделено зарубежной литературе, поскольку содержащаяся в ней информация частично может быть новой для наших исследователей.

Атлантический океан. В последнее время в связи с интенсивным изучением океанов, в первую очередь Атлантического, появились новые данные о составе базальтов второго слоя океанической коры. Выяснилось, что в различных частях океанов в пределах одной структуры или даже одной скважины могут встречаться базальты с различными петро- и геохимическими, а также изотопными составами.

Взгляды на происхождение этих различий неодинаковы. Многие исследователи придерживаются представлений о наличии гетерогенных источников базальтов в мантии.

Ниже будут приведены данные об особенностях базальтов разных районов Атлантического океана (в основном по Срединно-Атлантическому хребту), а также рассмотрены существующие взгляды на природу неоднородностей в мантийных источниках базальтов.

Существование гетерогенных источников базальтов коры Атлантического океана выявляется на основе разных критериев: использования главных петрогенных окислов, малых элементов, изотопных соотношений.

В.Б. Бриан и Г.Б. Дик [19] изучали распределение главных петрогенных окислов в стеклах базальтов Северной Атлантики. Данные по окислам сведены в трех-

[1] Обзор литературы по Индийскому океану выполнен Т.В. Молчановой.

компонентные диаграммы нормативного состава плагиоклаз—пироксен—оливин. Из диаграмм видно, что имеет место значительное различие в трендах, отвечающих стеклам различных сегментов Срединно-Атлантического хребта (САХ).

По трендам выделяются две группы стекол: 1) район FAMOUS, Leg 37, скв. 417, 418; 2) скв. 395, 396, сегмент хребта 22—24° с.ш. и район 29° с.ш. Кроме того, обособляется еще одна группа стекол, отвечающая базальтам Кайманова желоба. В этих группах (от 1 к 3) наблюдается относительное увеличение количества нормативного плагиоклаза.

Различия в трендах свидетельствуют о систематических различиях в составах всех главных петрогенных окислов. Так, стекла базальтов Кайманова желоба обогащены SiO_2, Na_2O, K_2O, FeO и TiO_2 и относительно обеднены Al_2O_3, MgO и CaO. Стекла базальтов группы 1 обеднены SiO_2, K_2O, Na_2O и TiO_2 и обогащены MgO и Al_2O_3. Стекла группы 2 занимают промежуточное положение. Ранее отличие базальтов районов 0—30 и 30—40° с.ш. подчеркивали Л.В. Дмитриев с соавторами [1]. В.Б. Бриан и Г.Б. Дик на основе экспериментальных данных по плавлению стекол показали, что увеличение нормативного плагиоклаза, приводящее к наблюдаемым различиям в трендах, не связано с величиной фракционной кристаллизации. Остаточный базальтовый расплав в ходе фракционирования при высоком давлении (до 10 кбар) практически идентичен по содержанию нормативного плагиоклаза расплаву, фракционирующему при низком давлении, и его состав далеко не уходит от котектики низкого давления (1 атм) в трехкомпонентной системе (плагиоклаз—пироксен—оливин).

Очевидно, что особенности состава определенной серии базальтов, которые влияют на фазовые равновесия кристаллизации при атмосферном давлении, определяются не случайными характеристиками какого-либо единого мантийного источника, они воспроизводятся многократно в течение продолжительного интервала времени в заданном районе. Наиболее достоверное объяснение этого постоянства в том, что расплавы тесно связаны с определенными географическими районами, а состав серии отражает относительно неизменные величины плавления в районе, которые наследуются от состава мантийного источника.

Г.Б. Дик [24] привел сводку данных по минералогическому составу шпинелевых перидотитов из Атлантического и Индийского океанов. Породы различаются по составу многих петрогенных элементов, в частности Na, Al, Ti, Cr, Ni и Mn изменяются на 1—2 порядка. В то же время Fe и Mg изменяются мало. Из этого следует, что спектр первичных базальтовых расплавов будет слабо изменяться по железо-магнезиальности, но сильно отличаться по содержанию Na, Ca, Al и Ti.

Вероятность того, что различные псевдокотектические тренды связаны друг с другом фракционированием на малой глубине или другими коровыми процессами, мала. Выделяемые на диаграмме плагиоклаз—пироксен—оливин тренды представляют собой, образно говоря, некие "температурные долины в ликвидусных поверхностях" базальтов. Расплавы могут свободно эволюционировать по этим "долинам" при фракционировании, но очень трудно сдвинуть расплав в латеральном направлении.

Практически отсутствие влияния летучих компонентов на фазовые границы хорошо видно из того, что наиболее высокоплагиоклазовый тренд базальтов Кайманова желоба характеризуется слабоминдалекаменными базальтами, в то время как базальты FAMOUS с небольшим содержанием плагиоклаза — сильноминдалекаменные.

Для выявления гетерогенности источников базальтов широко используются элементы, в которых коэффициент разделения $K_d < 0{,}1$[1]. Это обусловлено тем, что

[1] Эти элементы получили название гигромагмафильных (ГМЭ) [60]. Они делятся на менее гигромагмафильные с $K_d \leqslant 0{,}01$ (Cs, U, Th, Ta, Nb, La, Ce, Hf, Zr) и более гигромагмафильные с $K_d = 0{,}01 \div 0{,}1$ (Sr, P, Ti, Y, тяжелые РЗЭ).

элементы с низкими содержаниями K_d при фракционировании расплава дольше всех остальных элементов находятся в жидкой фазе. Поэтому если взять отношение двух таких элементов, то окажется, что оно совершенно не зависит от величины фракционной кристаллизации и может быть использовано для характеристики источника базальтовой магмы, если в кристаллизации не участвуют такие фазы, как апатит, флогопит, амфибол.

Такой анализ проведен для большинства базальтов САХ [17, 36, 43, 49, 60, 61].

Так, Д.А. Вуд с соавторами [60] рассматривают вариации геохимического состава базальтов на трех уровнях: 1) региональном, между тремя районами САХ (63, 45 и 36° с.ш.); 2) в одном районе (особенно показательно в районах 36 и 63° с.ш., так как скважины здесь располагаются на линии, перпендикулярной САХ, внося элемент изменения химизма со временем); 3) в пределах одной скважины, в вертикальном сечении.

Рассмотрим базальты района 63° с.ш. Все свежие базальты из этого района содержат нормативный гиперстен и находятся на тренде толеитовых серий, где преобладает фракционирование плагиоклаза. В базальтах из скв. 407 и 408 значительно выше концентрации ГМЭ, чем в базальтах из скв. 409. В то же время образцы из скв. 409 также различны по соотношению ГМЭ. Так, в обр. 409-1 и 409-2 отношения Ta/Th и Ce/Y и абсолютное значение РЗЭ ниже, чем в обр. 409-3. Различия такого же типа существуют и между обр. 407-1, 407-2 и 407-3. Отмеченные различия в базальтах скв. 409 не могут быть связаны с процессами фракционной кристаллизации. Это следует из того, что в ходе фракционной кристаллизации в базальтовой системе ГМЭ будут накапливаться в жидкости, в то время как металлы с коэффициентом $K_d > 1$ — в остатке с кристаллической фазой. Мы не наблюдаем этого в скв. 409, так как в обр. 409-3 выше концентрация ГМЭ, чем в обр. 409-2, и выше содержание Ni.

Изучение малых элементов и петрогенных окислов в базальтах из скв. 332 (обр. 332A и 332B) показало, что мы имеем дело с дериватами двух геохимически различных источников [14, 15].

Анализируя основные петрогенные окислы, можно видеть, что в различных сегментах САХ базальты имеют различные составы, обусловленные различными источниками и разными трендами дифференциации. Это хорошо видно, например, на диаграмме Zr/Nb [61]. Наиболее высокие отношения Zr/Nb (~25) наблюдаются в базальтах района 22° с.ш., далее видны следующие величины: 36° с.ш. — ~6; 45° с.ш. — ~5; 63° с.ш. — ~11. Маловероятно, что базальты района 63° с.ш. могли изливаться на широте 36° с.ш. или наоборот.

Анализ ГМЭ базальтов, драгированных с Китового хребта, показал, что они сильно вторично изменены [36], поэтому для их сопоставления использовались только Zr, Y и Nb. Изменения состава базальтов, наблюдаемые вдоль Китового хребта, не могут быть объяснены простым частичным плавлением или фракционированием расплава, и состав мантийного источника различен в разных частях хребта. Так, в районе о-вов Тристан-да-Кунья величина Zr/Nb ~ 3,5, в районе САХ (35° ю.ш.) это отношение не опускается ниже 17. Базальты же Китового хребта занимают промежуточное положение (на восточном окончании Zr/Nb ~ 10, в центральной части и в гайоте Провинс около 6).

Если предположить, что Китовый хребет — структура, образованная при движении над горячей точкой, то с течением времени отношение Zr/Nb в базальтах и соответственно в источниках этих базальтов уменьшится, а это весьма сомнительно.

Сопоставление базальтов районов 23° (Leg 45) и 36° с.ш. (Leg 37) [17] показало явные различия в трендах на диаграммах Ta—Th, Zr—Th, Ti—Th, что интерпретируется как различие в первоначальном мантийном материале. Видно, что в афировых и плагиоклаз-порфировых базальтах района 23° с.ш. значения Th и Ta ниже, а остальных ГМЭ выше, чем для образцов 36° с.ш. (FAMOUS). Какие бы про-

цессы частичного плавления и фракционной кристаллизации ни имели место, невозможно получить значения одних ГМЭ ниже, а других выше, если бы мантия имела в обоих случаях один состав.

Выявленные различия в мантийных источниках очевидны, в то же время рассматриваемые районы лежат вдоль единого САХ, где кора генерируется почти с одинаковой скоростью (1—2 см/год). Базальты из каждого региона — это продукты широкого спектра величин частичного плавления и фракционирования кристаллов. Поэтому можно было бы ожидать значительного перекрытия составов базальтов в различных районах (например, на диаграмме Nb—Zr), если бы мантийные источники были гомогенными в региональном масштабе. Кроме того, базальты районов 36 и 63° с.ш. имеют расходящиеся тренды. Это говорит о том, что региональные отличия в типах базальтов существовали длительное время.

Хотя из диаграммы по ГМЭ видно, что в каждом из рассмотренных районов (22, 36, 45 и 63° с.ш.) имеется определенное одно или несколько отношений ГМЭ, тем не менее можно сделать некоторые обобщения.

Так, базальты районов 36 и 45° с.ш. имеют близкие содержания РЗЭ. Состав источников базальтов здесь, возможно, одинаков, а вариации на диаграммах *AFM* и Nb—Zr свидетельствуют о различных величинах частичного плавления в этих районах. Имеет место систематическое обеднение базальтов Th, Ta и Nb по отношению к La от рйонов 36 и 45° с.ш. к районам 63 и 22° с.ш. По распределению РЗЭ видно, что невозможно получить базальты 63° с.ш. при смешении базальтов из районов 22 и 45° с.ш. В базальтах района 63° с.ш. имеют место более значительные вариации составов РЗЭ, чем в других районах. Поэтому вывод о различных источниках базальтов представляется вполне очевидным, хотя неоднородность мантии имеет непостоянный масштаб.

Сопоставление составов основных петрогенных окислов и малых элементов по району FAMOUS и Leg 37 показало [60], что тренды рассматриваемых базальтов по петрогенным окислам оставались постоянными по крайней мере 3,5 млн лет, в то время как имеются существенные отличия в составе ГМЭ между FAMOUS и Leg 37 или даже между близко расположенными образцами FAMOUS. Наоборот, обогащение ГМЭ базальтов района 22° с.ш. хорошо согласуется с таковым для скв. 395 и 396 и не согласуется для скв. 417 и 418, находящихся на коре древнее 100 млн лет, но данные по петрогенным окислам по скв. 417 и 418 согласуются с соответствующими данными района FAMOUS, а не района 22° с.ш. Изложенные материалы свидетельствуют о разном поведении главных петрогенных окислов и ГМЭ и показывают, что или те, или другие, или вместе они могут резко изменяться во времени и в пространстве.

Кроме ГМЭ, хорошими индикаторами гетерогенности мантийных источников базальтов являются изотопные отношения.

Экспериментальные данные по изучению океанических базальтов показывают, что отсутствует фракционирование изотопов Не между миндалинами и расплавом, а также между фенокристаллами и расплавом. Гелий ведет себя как гигромагмафильный элемент с коэффициентом распределения $K_d \ll 0{,}1$. Поэтому различные соотношения его изотопов отвечают разным мантийным источникам [37].

Анализ данных по изотопам Sr и Не вдоль САХ между 28 и 53° с.ш. позволил выделить несколько провинций [37]. В образцах из района между 50 и 53° с.ш. существует хорошая положительная корреляция между $^3He/^4He$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ при возрастании отношения $^3He/^4He$ с увеличением широты (в 8,5—11,1 раза больше атмосферного). Возможно, эта тенденция существует и севернее 53° с.ш. Южнее 33° с.ш. отношения $^3He/^4He$ также относительно высоки (в 8,6—9 раз больше атмосферного) при низких отношениях $^{87}Sr/^{86}Sr$.

В породах другой провинции (33—50° с.ш.) наблюдается положительная корреляция изотопов Sr и Не. Для сравнительно широкого спектра отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7027—0,7035) отмечаются небольшие вариации $^3He/^4He$ (в 6,5—8,1 раз больше

атмосферного). Выявленные соотношения заслуживают особого рассмотрения, так как известно, что базальты Е-типа срединно-океанических хребтов[1] считаются более примитивными, чем базальты N-типа, в отношении как He, так и всех других литофильных элементов [61 и др.]. Поэтому в районе Азорских островов следовало бы ожидать более высоких значений $^3He/^4He$. Данные [37] свидетельствуют о другом. В этом районе в стеклах базальтов самые низкие величины отношения $^3He/^4He$, что говорит о более низком отношении $^3He/(Th + U)$, чем в базальтах N-типа. В то же время базальты из районов 50—52,5 и 27—33° с.ш. имеют величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ несколько выше, чем в N-типе, но в них и выше отношение $^3He/^4He$. Все изложенное выше предполагает наличие минимум трех различных источников базальтов.

Выделяются три района базальтов с разными изотопными соотношениями Sr и He и различными мантийными источниками: А — район севернее 50° с.ш. (высокие значения $^3He/^4He$ и немного увеличенные — $^{87}Sr/^{86}Sr$, равные 0,7026—0,7030); Б — район Азорских островов и 45° с.ш. (низкие значения $^3He/^4He$ и высокие — $^{87}Sr/^{86}Sr$, ~0,7030); В — район 27—33° с.ш. (N-тип базальтов с отношениями $^3He/^4He$ в 8—9 раз больше атмосферного и $^{87}Sr/^{86}Sr$, равными 0,7023—0,7028).

Каков же минимальный масштаб неоднородностей в мантии? Изучение изотопных соотношений показывает, что при масштабе менее 10 км источники базальтов статистически гомогенны [25]. Формирование базальтовых расплавов компенсирует любую локальную неоднородность в мантийном источнике. Интересно, что в рассматриваемом масштабе (< 10 км) изотопные вариации не коррелируются с вариациями ГМЭ.

На примере полуостровов Нашафджал и Рейкьянес (Исландия) Р.К. О'Нионз [42] и А. Циндлер [62] показали, что изотопы Nd и Sr изменяются на расстоянии 10—100 км в изверженных базальтах, и вполне вероятно, что они отражают гетерогенность, существующую в мантии в сравнимом масштабе. О возможности мантийной гетерогенности такого масштаба говорится в других работах [9, 30, 41, 44, 49, 52, 56, 58, 62]. Изучение ультраосновных массивов (Лерц, Ланцо, Бени-Бушера и др.) [45] показало наличие изотопных гетерогенностей даже в меньшем масштабе. Не ясно только, типична ли такая гетерогенность для всего мантийного материала.

Отмечается, что крупные трансформные разломы могут служить границами между провинциями базальтов, различающимися по содержанию всех элементов, а также изотопными соотношениями [38]. Это имеет место как в случае нормальных, так и в случае обогащенных литофильными элементами базальтов срединно-океанических хребтов. Если различия наблюдаются вне зависимости от возраста базальтов, тогда разломы выступают как крупные границы между обширными латеральными неоднородностями в верхней мантии.

Однако не все исследователи, изучающие базальты Атлантики, склонны объяснять различие в составе базальтов мантийными неоднородностями. Так, Л.В. Дмитриев с соавторами [1] считают, что вариации состава лав, формирующих второй сейсмический слой океанической коры, обусловлены в первую очередь различной глубиной их выплавления и характером фракционной дифференциации. Судя по построениям Л.В. Дмитриева, малоглубинные базальты (P=4÷5 кбар) находятся на сегменте САХ между 36° с.ш. и 25° ю.ш., а более глубинные (P=7÷11 кбар) — к северу и югу соответственно от 36° с.ш. и 25° ю.ш. Такой же точки зрения придерживается М.Дж. Флауэр [26]. А.П. Роэкс [46] отдает предпочтение модели, в которой упор делается на разную величину частич-

[1] Базальты срединно-океанических хребтов ряд авторов подразделяют на нормальные — N-тип и обогащенные — Е-тип. Для N-типа характерны отношения Th/Hf<0,1, Rb/Sr<0,01; для Е-типа — Th/Hf~0,2, Rb/Sr~0,04; последние также относительно обогащены легкими РЗЭ, в них выше отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и ниже — $^{87}Sr/^{86}Sr$ (чем в целом по Земле).

ного плавления гомогенного источника. В.Б. Бриан [19] склонен объяснять различия в базальтах смешением в разной степени дифференцированных магм.

Тихий океан. В отличие от Атлантического по Тихому океану имеется значительно меньше работ, затрагивающих вопрос о наличии мантийных неоднородностей в источниках тихоокеанских базальтов.

К.Ф. Шейдеггер с соавторами [47] проанализировали главные петрогенные окислы базальтов, драгированных с океанского склона Перу-Чилийского желоба. Выделено несколько групп, для каждой из которых характерен определенный нормативный состав.

На диаграммах FeO*/(MgO—An) и *AFM* выделяются три субпараллельных тренда, отвечающие трем группам базальтов. Все наблюдаемые соотношения объясняются тем, что магмы, генерированные в различных районах древнего Галапагосского спредингового поднятия, были первоначально химически различными. По мнению авторов, процессы фракционной кристаллизации, имевшие место в ходе образования базальтов, хотя и вносят существенные изменения в их состав, но многие первичные характеристики сохраняются.

Большинство химических различий между базальтами внутри одной группы — это результат фракционной кристаллизации, тогда как различия между группами связываются с частичным плавлением гетерогенной мантии.

Изучение базальтов Галапагосского спредингового поднятия [22] показало существенные различия между базальтами 95 и 85° з.д. В первых отношение $P_2O_5/K_2O \sim 0{,}83$, в то время как во вторых — около 1,66. Это свидетельствует о наличии двух различных источников базальтовой магмы в данной области. Сравнение величин фракционирования по Mg/(Mg + Fe) и по содержаниям РЗЭ говорит о том, что фракционирование было решающим процессом в появлении различий в составе базальтов. Предполагается, что источник магмы в районе 95° з.д. был менее обеднен легкими РЗЭ и K, чем в районе 85° з.д. Величина отношения $(La/Sm)_N$ для первого района 0,67, для второго — 0,46.

Драгирование девяти мелких вулканических гор около Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) [13] показало, что большинство мелких вулканов, находящихся на молодой коре, состоит из базальтов, обедненных литофильными элементами с крупными катионами (ККЭ). Некоторые вулканы включают и обедненные и обогащенные ККЭ базальты.

Вулканы отличаются большим разнообразием составов базальтов. Имеются и фракционированные и нефракционированные обедненные ККЭ базальты. Там, где имеются обогащенные ККЭ базальты, они перекрывают обедненные ККЭ базальты.

Анализ диаграмм (Sm—La)/Sm, а также $(La/Sm)_N$ показывает, что существуют различия в отношении $(La/Sm)_N$ в базальтах даже одного вулканического поднятия. Это позволяет авторам сделать заключение, что некоторые большие химические неоднородности в мантийных источниках базальтов существуют даже в районе одного вулкана.

Изучение изотопных отношений в базальтах ВТП района 10° ю.ш. древнего Галапагосского поднятия выявляет отличия, которые интерпретируются как наличие гетерогенных источников базальтов в мантии [12]. Так, изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах из драг WD 2—5 имеют небольшой разброс значений, за исключением обр. WD 2-2, в котором это отношение равно 0,70320, что значительно выше, чем в других образцах [12]. В то же время это один из наиболее свежих образцов, что делает маловероятным увеличение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ за счет взаимодействия с морской водой.

На основании различий такого же типа делается вывод о различных источниках базальтов в мантии, что объясняет разнообразие составов драгированных базальтов. В то же время авторы не умаляют роль дифференциации в процессе формирования базальтов.

О различии источников базальтовых магм Пацифики в связи с мантийными неоднородностями опубликовано в работах К. Хеджа с соавторами. В статье [33] сообщается, что с двух островов Западного Самоа было проанализировано 17 образцов базальтов, 10 из которых (щелочные базальты) показали высокое содержание K (обычно значительно > 1) и очень высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7051—0,7066). Последнее относится и к оливиновым толеитам (три образца).

В более поздней работе [32] дается региональная картина вариаций отношения изотопов Sr. Базальты с отношением $^{87}Sr/^{86}$ Sr, равным 0,7034, распространены по всему Тихоокеанскому бассейну, но в обширном районе Самоа—Таити это отношение составляет 0,7065. В сопредельных районах Южной Пацифики значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах также очень значительное. Из этого следует провинциальное различие в базальтах по указанному параметру для крупных площадей Тихого океана. Подобные неоднородности охватывают тысячи километров.

В Калифорнийском заливе [54] и в хребте Эксилорер [21] отмечаются неоднородности, выделяемые по распределению в базальтах изотопов Sr и Nd, а также по РЗЭ.

С наибольшей определенностью выделяются два крупных гетерогенных источника. Один из них — источник толеитов ВТП, другой — источник субщелочных базальтов и толеитов океанических островов.

В публикации Р. Стерна [50] рассматриваются отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в современных лавах на периферии Тихого океана. Отмечается, что в северных островных дугах (Алеутская, Курильская, Идзу-Волкано, Марианская) отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ ниже, чем в южных (Новая Британия — Новая Ирландия, Соломоновых островов, Новогебридская, Тонга, Южно-Сандвичева). Аналогичное заключение делается и для базальтов задуговых бассейнов. Соответственно получается, что магматические источники зон островных дуг Северной Пацифики менее радиогенны, чем Южной. В целом это соответствует данным К. Хеджа относительно поведения изотопов Sr в базальтах Тихого океана.

Изучение содержаний летучих компонентов (^3He, H_2O, CO_2, CH_4) в базальтах восточных рифтов Тихого океана (плита Наска) показало, что соответствующие источники базальтовой магмы обогащены ими. В связи с этим рассчитанные температуры образования базальтов для ВТП оказались на 70—100°С ниже, чем для магмы такого же состава в САХ с более медленным спредингом. Неоднородное распределение летучих компонентов в источниках базальтов влияет на вязкость и скорость конвективных потоков в мантии [20]. В этой работе подчеркиваются также различия в содержаниях Ti, P, K и в распределении летучих компонентов в Галапагосском спрединговом центре по сравнению с ВТП и хребтом Хуан-де-Фука, что свидетельствует о различиях в мантийных источниках.

Индийский океан. По Индийскому океану к настоящему времени имеется относительно небольшое количество материалов по глубинному бурению и драгированию по сравнению с Атлантическим и Тихим океанами. Тем не менее по имеющимся данным устанавливается, что в разных структурах дна Индийского океана развиты океанические породы различного состава.

Так, в пределах Аравийской и Сомалийской котловин распространены базальты, геохимические особенности которых, с одной стороны, сближают их с "нормальными" базальтами срединно-океанических хребтов, а с другой — имеют с ними значительные расхождения. Породы большинства котловин северо-западной части Индийского океана характеризуются повышенными содержаниями кремнезема (чаще несколько более 50 вес.%, иногда до 55,4 вес.%) и по нормативной классификации относятся к кварцевым толеитам, т.е. отличаются от оливин-нормативных базальтов срединно-океанических хребтов. Кроме того, им свойственны относительно более низкие содержания несовместимых малых элементов — K, Ti, Zr и P, а также более высокие отношения Al_2O_3/TiO_2, CaO/TiO_2

и низкие — Ti/Zr, Ti/Y, Zr/Y, чем для базальтов САХ и ВТП [27, 28, 40]. Все эти отличия показывают, что расплавы, давшие породы Сомалийской и Аравийской котловин, образовались из источника, истощенного базальтовыми составляющими по сравнению с источниками базальтов срединно-океанических хребтов. Имеются работы [29, 38], в которых предполагается, что такие источники могут образовываться в результате длительного процесса плавления и отделения частично фракционированных расплавов в более поздний этап развития срединно-океанических хребтов.

Вместе с тем детальное сопоставление по геохимическим особенностям базальтов из Сомалийской и Аравийской котловин показывает, что и между ними наблюдаются хотя и тонкие, но достаточно существенные различия. Они прослеживаются в содержании как главных, так и малых и редкоземельных элементов. Базальты Аравийской котловины по сравнению с таковыми Сомалийской несколько обогащены FeO, K_2O и TiO_2. Это отличие говорит о том, что базальты этих двух котловин при сходной степени фракционирования отделялись от первичного расплава, имевшего разное обогащение Fe. При высоком содержании Al_2O_3 и CaO в сочетании с низким содержанием TiO_2 в породах Сомалийской котловины отношения Al_2O_3/TiO_2 и CaO/TiO_2 достигают величин значительно больше хондритовых. Подобные отношения весьма редки среди базальтов океанического дна, однако в Сомалийской котловине они устанавливаются для достаточно фракционированных базальтов, близких по составу к низкоалюминиевой базальтовой магме, сходной с магмой района FAMOUS [18].

Из малых элементов такие не подвергающиеся изменениям несовместимые элементы, как Zr, Hf и Y, в породах Аравийской котловины более обильны, чем в таковых Сомалийской. Во всех скважинах этой котловины породы относительно истощены легкими РЗЭ, тогда как в Аравийской котловине распределение РЗЭ, нормализованных относительно хондритов, изменяется от слабо обогащенных легкими РЗЭ до слегка истощенных легкими РЗЭ и более значительно истощенных тяжелыми РЗЭ.

Приведенные геохимические характеристики пород северо-западной части Индийского океана показывают, что эти породы не могут быть связаны друг с другом или с единым общим источником. Невозможна и положительная корреляция между совместимыми и несовместимыми элементами, что наблюдается в породах между Zr и Ni. На основании всех приведенных данных ряд исследователей предполагают вариации в составе магматических источников Индийского океана, но считается, что имеющиеся данные недостаточны для того, чтобы показать, имеют ли эти вариации временно́е или географическое распространение [27].

В юго-западной части Индийского океана — на фланге Западно-Индийского хребта, на Мозамбикском хребте и в Мозамбикской котловине — серией скважин были пройдены базальты различного состава. На фланге Западно-Индийского хребта и на Мозамбикском хребте были вскрыты базальты, по минералого-геохимическому составу близкие к "нормальным" базальтам срединно-океанических хребтов. В Мозамбикской же котловине базальты имеют существенно различающийся состав. Интересны материалы по скв. 250, показывающие, что в нижней части пройденного ею разреза базальты представлены породами большей степени фракционирования, с более высокими количествами несовместимых малых элементов, таких, как Ti, K, Cr, Ba, La и Hf, и с высокими содержаниями Ni и Sc при более низких количествах V и Y, а также с относительным обогащением легкими РЗЭ. В верхней части разреза скв. 250 развиты базальты, характеризующиеся низкими концентрациями несовместимых элементов и высоким истощением легкими РЗЭ, в целом они близки по составу к базальтам Западно-Индийского хребта.

Таким образом, верхние базальты относятся к типичным базальтам спредин-

говых срединно-океанических хребтов, тогда как нижние, обогащенные несовместимыми элементами и легкими РЗЭ, возможно, образовались из магматического источника, отличающегося по составу, и их излияния, вероятно, связаны с вулканическими событиями, происходившими в располагавшейся вблизи разломной зоны Принс-Эдуард. Расположенные выше базальты "нормального" океанического типа, по-видимому, связаны с излияниями в поднявшемся позже Мозамбикском хребте [53]. Появление ассоциации магм различных типов устанавливается также в котловине Уортон (Западно-Австралийской) и вдоль асейсмичного хребта Девяностого Градуса (Восточно-Индийского). Материалы, полученные по скважинам и драгировкам в районе хребта Девяностого Градуса, показывают, что в различных его частях базальты существенно различаются по составу. Среди них выделяются пикриты, базальты, близкие к океаническим базальтам срединно-океанических хребтов, и океанические андезиты, сходные с андезитами Исландии. Подобные породы встречены также на ряде островов Индийского океана, в Атлантическом и Тихом океанах и характеризуются повышенными количествами щелочей, обогащением легкими РЗЭ, высокими отношениями La/Sm и $^{87}Sr/^{86}Sr$. На основании этих данных многие авторы [28, 34, 48] пришли к заключению, что в образовании базальтов активное участие принимал мантийных плюмаж. Д. Шиллинг, Ф. Фрей и другие показали невозможность при фракционировании обогащения легкими РЗЭ расплавов, истощенных этими элементами и обычно дающих базальты океанических хребтов, и пришли к выводу, что в их образовании участвовали два различных мантийных источника. К. Суббарао и В. Редди [51] объясняют такую гетерогенность мантийных источников с помощью модели "зональность—истощение", согласно которой в мантии под Индийским океаном располагаются зоны, бедные щелочами (спрединговые хребты) и богатые щелочами (неспрединговые хребты, острова, абиссальные холмы).

На обособление петрографических провинций петрологи обратили внимание уже давно. Тихоокеанскую и Атлантическую магматические провинции А. Харкер выделял еще в начале XX в. [31]. Однако после этого в течение многих лет изучался лишь континентальный магматизм. Данные по океанскому магматизму до самых последних десятилетий были крайне ограниченными. Еще совсем недавно считалось, что существует лишь одна провинция базальтов в Мировом океане — океанических толеитов. Но к 1981 г. накопилось много материалов, указывающих на различие в составе базальтов в океанах, в связи с чем в районе Азорских островов было предпринято специальное глубоководное бурение (рейс 82 по проекту IPOD) в целях изучения петрологических аномалий в базальтах САХ. Изучение керна скважин выявило, что базальты, свойственные Азорскому плато, характеризующиеся высоким значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и высоким содержанием РЗЭ, простираются на 400 км южнее плато вдоль хребта, достигая поперечного разлома Хейса. Это уже несомненно провинция, отражающая мантийную неоднородность. Аналитические работы, подтвердившие неоднородность, проводились французскими, английскими и американскими лабораториями. Ими установлено также, что к югу от разлома Хейса, где кончается аномалия, истощенный характер мантийного источника сохранялся весьма длительное время, более 35 млн лет. Это очень важный вывод для понимания природы магматизма, формирующего второй слой коры.

В 1983 г. в Балтиморе американским геофизическим союзом был проведен симпозиум, посвященный выяснению природы упомянутой неоднородности и ее значения для геодинамических построений, в частности для представлений о конвекции в мантии [16]. Был поставлен вопрос: является ли мантия слоистой и соответственно конвективные процессы протекают в ее слоях, либо строение мантии гетерогенно и отдельные обогащенные источники базальтов срединного хребта

локально распределены внутри истощенных масс, откуда следует, что процесс конвекции ставится под сомнение?

Проблема конвекции в мантии очень сложна и решается по-разному. Хорошо известна схема конвекции, принимаемая в тектонике литосферных плит. Но она, как это уже очевидно, входит в противоречие с данными о вещественных мантийных неоднородностях, выявляемых все более определенно, и притом для различных глубинных уровней. Конвективные процессы должны иметь место, но они разноуровенны, разномасштабны и сложно распространены внутри земной сферы. Вот почему изучение мантийных неоднородностей имеет первостепенное геологическое значение.

Констатируя существование специфических провинций в базальтах второго слоя океанической коры, следует подчеркнуть, что для их объяснения необходим историко-геологический подход. Такая крупная черта, как различие в общем характере базальтов Тихого и Атлантического океанов (в последнем случае они более щелочные), проще всего находит объяснение в различной природе этих океанов. Все имеющиеся данные свидетельствуют о совершенно различной предыстории Атлантики и Пацифики, о чем уже приходилось писать прежде [4, 5].

Нередко подчеркиваются петрографические и геохимические особенности САХ и ВТП. Обобщение по этому поводу принадлежит В.В. Матвеенкову [2, с. 26], который пишет, что для Срединно-Атлантического хребта (в районе работ экспедиции "FAMOUS") "типичны развитие только подушечных лав, довольно глубокая дифференцированность толеитового расплава и низкие содержания TiO_2, P_2O_5". В отношении ВТП автор указывает, что наряду с подушечными лавами здесь отмечаются покровные потоки и лавовые озера. Базальты характеризуются афировыми текстурами, значительной однородностью химизма и более высоким содержанием TiO_2. Это различие однозначно объясняется неодинаковыми скоростями спрединга: в первом случае малой, во втором высокой. Однако существует еще одно обстоятельство: ВТП — это новообразование, возникшее в условиях древней океанической коры, тогда как САХ — осевая зона океана, образовавшегося вследствие раскола и раздвига материковых масс.

В одной из публикаций [51] указывается, что базальты срединного хребта в Индийском океане отличаются от таковых как САХ, так и ВТП. К сожалению, это отмечено слишком кратко. Данный обзор свидетельствует о существенном изменении химизма базальтов по простиранию САХ. Здесь тоже можно привлечь для объяснения историко-геологические данные, а именно различие предыстории Северной и Южной Атлантики. Возникновение Северной Атлантики произошло вследствие раскола палеозоид, а Южной — раскола Гондваны.

Возвращаясь к провинциям, следует отметить, что масштабы их весьма различны. В Тихом океане намечаются три сверхпровинции, одна из которых занимает северную область, другая — южную и третья — ВТП. Менее крупные провинции выделяются в северной и субэкваториальной, включая отчасти южную, частях САХ. Еще более дробные провинции разных размеров, вплоть до очень мелких, различаются в северном отрезке САХ. Естественно, критерии выделения провинций в каждом случае особые.

Специальное внимание привлекают провинциальные различия в базальтах абиссальных плит. Такие различия намечаются для отдельных районов Индийского океана. В данном случае речь идет о совсем новом направлении изучения океанского магматизма. В нашей стране наиболее близко к упомянутой проблеме подошли исследователи Дальневосточного геологического института АН СССР и ВНИИокеанологии Мингео СССР. Теория вулканизма океанических островов интересно развивается в МГУ. Связь вулканизма с тектоническими структурами океанического дна находится в центре внимания Геологического института и Института океанологии АН СССР. Вулканические стекла в целях районирования базальтовых полей океанов исследуются в ГЕОХИ АН СССР. Термодина-

мические условия базальтовых выплавок в общем виде изучаются в Институте экспериментальной минералогии АН СССР. Планетарными закономерностями распространения базальтов разных типов интересуется ИГЕМ АН СССР.

Если говорить о мантийных неоднородностях, выявляемых все в большем числе под океанами по содержанию в породах-дериватах мантии некогерентных рассеянных элементов и по изотопным отношениям Pb, Sr, Nd, Hf и редких газов (He, Ar, Xe), то сейчас уже не стоит вопрос, существуют ли они, а обсуждается, что они собой представляют, как взаимодействуют друг с другом, как изменяются в течение времени и каким путем образовались. Именно под таким углом зрения рассматривалась проблема магматизма океанов на 27-м Международном геологическом конгрессе, состоявшемся в августе 1984 г. в Москве.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации их состава // Геохимия. 1979. N 2. С. 163—178.
2. *Матвеенков В.В.* Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1983. N 4. С. 26—36.
3. *Моисеенко В.Г., Сахно В.Г.* Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.
4. *Пущаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. N 5. С. 3—16.
5. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника и магматизм океанов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 13—17.
6. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
7. Тектоничекая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.
8. *Щеглов А.Д.* Нелинейная металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, N 6. С. 1471—1477.
9. *Allegre C.J., Brevart O., Dupre B., Minster J.F.* Isotopic and chemical affects produced in a continuosly differentiating convecting earth mantle // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1980. Vol. 297. P. 447—477.
10. *Allegre C.J., Condomines M.* Basalt genesis and mantle structure studied through Th-isotopic geochemistry // Nature. 1982. Vol. 299, N 5878. P. 21—24.
11. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1976. 1286 p.
12. *Batiza R.* Inverse relationship between Sr isotope diversity and rate of oceanic volcanism has implications for mantle heterogeneity // Nature. 1984. Vol. 309, N 5967. P. 440—441.
13. *Batiza R.* Origin and petrology of young oceanic central volcanoes: are most tholeiitic rather than alkalic? // Geology. 1980. Vol. 8, N 10. P. 477—482.
14. *Bence A.F., Taylor S.R.* Petrogenesis of mid-Atlantic ridge basalts at DSDP Leg 37, holes 332A and 332B from major and trace element geochemistry // Init. Rep. DSDP. 1977. Vol. 37. P. 705—708.
15. *Blanchard D.P., Phodes J.M., Dungan M.A.* et al. The chemistry and petrology of basalts from Leg 37 of the DSDP // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4231—4246.
16. *Bougault H., Cande S.C., Schilling J.G.* et al. Mantle heterogeneity and convection // Nature. 1983. Vol. 305, N 5932.
17. *Bougault H., Treuil M., Joron J.L.* Trace elements in basalts from 23°N and 36°N in the Atlantic ocean: fractional crystallization, partial melting and heterogeneity of the upper mantle // Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 45. P. 493—506.
18. *Bryan W.B., Thompson G., Michael P.Y.* Compositional variation in a steady-state zoned magma chamber: Mid-Atlantic Ridge at 36°50'N // Tectonophysics. 1979. Vol. 55. P. 63—85.
19. *Bryan W.B., Dick H.J.B.* Contrasted abyssal basalt liquidus trends: evidence for mantle major element heterogeneity // Earth and Planet. Lett. 1982. Vol. 58, N 1. P. 15—26.
20. *Campsie J., Johnson G.L., Rasmussen M.H., Laursen J.* Dredged basalts from the Western Nazca plate and the evolution of the East Pacific Rise // Ibid. 1984. Vol. 68, N 2. P. 271—285.
21. *Cousens B.L., Chase R.L., Schilling J.* Explores Ridge area, northeast Pacific ocean // Canad. J. Earth Sci. 1984. Vol. 21, N 2. P. 157—170.
22. *Clague D.A., Frey F.A., Thompson G., Rindge S.* Miner and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreading Center: role of crystal fractionation and mantle heterogeneity // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 10. P. 9469—9482.
23. *Cohen R.S., O'Nions R.K.* The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts // J. Petrol. 1982. Vol. 23, N 3. P. 300—321.
24. *Dick H.J.B., Fisher R.L., Bullen T.* Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 69, N 1. P. 88—106.
25. *Dupre B.* Limitations on the scale of mantle heterogeneities under ocean ridges // Nature. 1981. Vol. 294, N 5841. P. 552—554.
26. *Flower M.F.J.* Thermal and kinematic control on ocean ridge magma fractionation: contrasts bet-

18717

ween Atlantic and Pacific spreading axes // J. Geol. Soc. 1984. Vol. 138, N 6. P. 695—712.
27. *Frey F.A., Dickey J.S., Thomson G., Bryan M.B.* Eastern Indian ocean DSDP sites; correlations between petrography, geochemistry and tectonic setting // Indian ocean geology and biostratigraphy. Wash. (D.C.), 1977. P. 189—257. (AGU Monogr. Ser.).
28. *Frey F.A., Dickey J.S., Thompson G.* et al. Evidence for heterogeneous primary MORB and mantle sources, NW Indian ocean // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 4. P. 387—402.
29. *Green H., Hibberson W.O., Jaques A.L.* Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts // The Earth: its origin, structure and evolution. Acad. press, 1979. P. 265—269.
30. *Hamelin B., Dupré B., Allègre C.J.* Lead-strontium isotopic variations along the East Pacific rise and the Mid-Atlantic ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67, N 3. P. 340—350.
31. *Harker A.* The natural history of igneous rocks. L., 1909. 384 p.
32. *Hedge C.E.* Strontium isotopes in basalts from the Pacific ocean basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38, N 1/2. P. 88—94.
33. *Hedge C.E., Peterman Z.E., Dickinson K.E.* Petrogenesis of lavas from Western Samoa // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83, N 9. P. 2709—2714.
34. *Hekinian H.* Petrology of igneous rocks from Leg 22 in the north-eastern Indian ocean // Init. Rep. DSDP. Wash. (D.C.), 1974. Vol. 22. P. 413—448.
35. *Hekinian R.* Petrology of the ocean floor. Amsterdam; Oxford; N.Y.: Elsevier. 1982. 393 p.
36. *Humphris S.E., Thompson G.* A geochemical study of rocks from the Walvis ridge, South Atlantic // Chem. Geol. 1982. Vol. 36, N 3/4. P. 253—274.
37. *Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.G., Hart S.R.* Helium isotopic variations in the mantle beneath the Central North Atlantic ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58, N 1. P. 1—14.
38. *Langmuir G.H., Bender J.F., Bence A.E.* et al. Petrogenesis of basalts from FAMOUS area: Mid-Atlantic ridge // Ibid. 1977. Vol. 36, N 1. P. 133—156.
39. *Langmuir C.H., Bender J.F.* The geochemistry of oceanic basalts in the vinicity of transform faults: observations and implications // Ibid. 1984. Vol. 69, N 1. P. 107—127.
40. *Melson D.C., Vallier T.L., Wrigth T.L.* et al. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean seafloor spreading centers // The Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. Vol. 19. P. 351—368. (AGU Monogr. Ser.).
41. *Neumann E., Schilling J.* Petrology of basalts from Mohns-Knipovich ridge: the Norwegian-Greenland sea // Contribs Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 85, N 3. P. 209—223.
42. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gronvold K.* Nature and development of basalt magma sources beneath Iceland and the Reykjanes ridge // J. Petrol. 1976. Vol. 17, N 3. P. 315—338.
43. *Papike J.J., Bence A.E.* Planetary basalts: chemistry and petrology // Revs. Geophys. and Space Phys. 1979. Vol. 17, N 7. P. 1612—1641.
44. *Polve M., Allegre C.J.* Orogenic lherzolite complexes studied by $^{87}Rb/^{87}Sr$: a clue to understand the mantle convection processes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51, N 1. P. 71—93.
45. *Richard P., Allegre C.J.* Neodymium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis // Ibid. 1980. Vol. 47, N 1. P. 65—74.
46. *Roex A.P., Erlank A.J., Needam H.D.* Geochemical and mineralogical evidence for the occurrence of at least three distinct magma types in the "FAMOUS" region // Contribs Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 1. P. 24—37.
47. *Scheidegger K.F., Kulm L.D., Corliss J.B.* et al. Fractionation and mantle heterogeneity in basalts from the Peru-Chile trench // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 37, N 3. P. 409—420.
48. *Schilling J.G.* Afar mantle plume: rare earth evidence // Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 242. P. 2—5.
49. *Schilling J.G., Zajac M., Evans R.* et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // Amer. J. Sci. 1983. Vol. 283, N 6. P. 510—586.
50. *Stern R.J.* Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: regional variations and implications for magmagenesis // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. Vol. 93, N 6. P. 477—486.
51. *Subbarao K.V., Reddy V.V.* Geochemical studies of oceanic basalts from the Indian ocean // Tectonophysics. 1981. Vol. 85. P. 69—89.
52. *Tarney J., Wood D.A., Saunders A.D.* et al. Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidence from deep sea drilling // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1980. Vol. 297. P. 179—202.
53. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A.* et al. Petrology, geochemistry and original tectonic setting of basalts from the southwestern Indian ridge (DSDP site 251) // Mar. Geol. 1982. Vol. 48, N 3/4. P. 175—195.
54. *Verma S.P.* Strontium and neodymium isotopic geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and Gulf of California // Isotope Geosci. 1983. Vol. 1, N 4. P. 339—356.
55. *Wedepohl K.H.* Toleiitic basalts from spreading ocean ridges, the growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. Vol. 68. P. 110—119.
56. *Weis D.* Pb isotopes in Ascension island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62, N 2. P. 273—282.
57. *White W.M., Hofmann A.W.* Mantle heterogeneity and isotopes in oceanic basalts // Nature. 1981. Vol. 295, N 5848. P. 363—364.
58. *White W.M., Hofmann A.W.* Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // Ibid. 1982. Vol. 296. P. 821—829.

59. *Wilkinson J.F.G.* The genesis of Mid-ocean Ridge basalt // Earth Rev. 1982. Vol. 18, N 1. P. 1—57.
60. *Wood D.A., Tarney Y., Varet J.* et al. Geochemistry of basalt drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 42, N 1. P. 77—97.
61. *Wood D.A., Tarney Y., Weaver B.L.* Trace element variations in Atlantic ocean basalts and proterozoic dykes from northwestern Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 91—112.
62. *Zindler A., Hart S.R., Frey F.A., Jakobson S.P.* Nd and Sr isotope rations and rare earth element abundances in Reykjanes peninsula basalts evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 45, N 2. P. 249—262.

УДК 550.4+552.3

Г.Н. САВЕЛЬЕВА

НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В СОСТАВАХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОФИОЛИТОВ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Ультраосновные породы давно рассматриваются как один из важнейших источников информации о минеральном и химическом составе верхней мантии. Изучение состава проводилось в основном по глубинным включениям — ксенолитам в щелочных базальтах, кимберлитах, которые характеризовали интервал глубин 80—200 км [1,15] и др., т.е. глубины зарождения щелочных базальтов и кимберлитовых магм.

Состав вещества более высоких горизонтов верхней мантии, очевидно, может быть оценен при изучении ультрабазитов океанов и складчатых областей континентов — альпинотипных, в том числе и офиолитовых, массивов, представляющих собой фрагменты палеоразрезов коры океанического типа [4 и др.]. Глубины зарождения толеитовых магм при частичном плавлении мантийного вещества под срединно-океаническим хребтом охватывают интервал 20—50 км [3, 12]. Соответственно состав тугоплавкого остатка — реститовых магнезиальных ультрабазитов, преимущественно лерцолитов и гарцбургитов, характеризует вещество, распространенное на этих глубинах в областях с корой океанического типа. Представление о распространении под океанической корой ультрабазитов, вовлеченных ранее в частичное плавление, основано на том, что в кору выводится лишь незначительный объем масс, испытавших плавление, тогда как бóльшая их часть остается в верхней мантии, мигрируя в стороны от зоны спрединга. Из этого следует также, что реститовые перидотиты могут быть еще раз вовлечены в процесс частичного плавления.

Таким образом, состав и структура ультраосновных пород океанического дна и офиолитов могут использоваться для суждения о веществе самых верхних горизонтов мантии.

При исследовании такого гигантского объекта, как мантия, неизбежно встает вопрос о ее однородности. Исследования изотопного состава океанических базальтов показали, что существуют локальные и региональные неоднородности состава мантийного вещества [29], а сопоставление данных по химизму, изотопному составу базальтов и составу ультраосновных пород указывает на крупномасштабные неоднородности верхней мантии [6].

В статье рассмотрены вариации состава верхнемантийного вещества, проявленные в особенностях химизма первичных минералов ультрабазитов. Анализируются составы только реститовых мантийных ультрабазитов, в той или иной мере истощенных базальтоидными компонентами и сохранивших следы реакции твердого вещества на отделение базальтоидного мобилизата. Эти следы выражены остаточными "проникающими" деформациями [20], образованными при массовом вязко-

пластическом течении вещества в условиях высоких температур (900—1100° С), низкого стресса (250—500 бар) и общего давления 5—8 кбар. Одновременно с высокотемпературными деформациями эволюционировал состав первичных минеральных парагенезисов: сравнительно поздние синдеформационные минеральные равновесия устанавливались при более низких температурах и давлении [7, 8]. Итак, с учетом полевых наблюдений и петроструктурных данных в лерцолитах и гарцбургитах можно выделить наиболее ранние (более глубинные) минеральные парагенезисы, которые формировались в условиях, максимально приближенных к таковым в области зарождения и отделения базальтоидных магм. Самыми чуткими индикаторами изменения состава и *PT*-условий среды являются пироксены (энстатит, диопсид) и хромшпинелиды: в них отчетливо проявляются вариации петрогенных элементов, содержащихся в ультрабазитах в малых количествах, — Al, Ti, Ca, Cr и Na [7, 10]. Общая железистость пород и содержание Ni лучшим образом отражены в составе оливинов.

Таким образом, одним из способов сравнения состава мантийного вещества разновозрастных складчатых областей и различных современных океанических структур может быть сопоставление состава энстатитов и сосуществующих с ними диопсидов; в это сопоставление вовлечены и общие содержания рассматриваемых окислов в породе.

В общем составе рассматриваемых мантийных перидотитов соотношения $CaO—Al_2O_3—MgO$ приблизительно отражают степень их деплетирования (в данном случае — уменьшение количеств CaO и Al_2O_3). На рис. 1 показано, что соотношения этих окислов закономерно изменяются как в пределах одного массива (Крака, Нурали и Войкаро-Сыньинский на Урале [8, 9]), так и в различных массивах Средиземноморья и разных океанических областей [2, 14, 17—19, 21, 22, 24, 26, 27]. Здесь также видно, что: 1) при всех вариациях состава выделяются существенно лерцолитовый (Крака, Нурали, массивы Средиземноморья, Индийский, Атлантический океаны) и существенно гарцбургитовый (Войкаро-Сыньинский массив, Марианский желоб) типы разрезов; 2) сильная (более 95%) серпентинизация и низкотемпературные подводные изменения (с выносом Ca) тихоокеанских лерцолитов, гарцбургитов обусловливают и несколько обособленное положение на диаграмме; 3) рассчитанные средние значения окислов для отдельных массивов (точки) дают лишь весьма приблизительное представление об их составе в силу изменчивости пород по разрезу и резко неравномерного, как правило, полосчатого распределения породообразующих минералов.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в перидотитах определяется минеральным составом пород и соответственно значительно различается в существенно лерцолитовом и гарцбургитовом типах разрезов (рис. 2). Так, флогопитовые перидотиты Атлантики и роговообманковые — Красного моря по сравнению со средним хондритом сильно обогащены легкими РЗЭ, тогда как шпинелевые перидотиты того же красноморского разреза [13] близки к среднему составу хондрита при незначительном обеднении их La. Лерцолиты Лигурид обеднены элементами легкой цериевой группы РЗЭ, приближаясь по содержанию тяжелых элементов к хондритовому составу, и на этом фоне в зависимости от степени истощения лерцолитов в широком диапазоне изменяются содержания каждого элемента (так же, как и в лерцолитах массива Бальдиссеро) [18, 23]. К наиболее истощенным лерцолитам Лигурид по составу РЗЭ приближаются лерцолиты Тамватнейского массива [5]. Все сильно деплетированные гарцбургиты Омана (покров Семайл) и Корякского нагорья заметно обеднены относительно хондрита РЗЭ и имеют четкую отрицательную европиевую аномалию [25]. Таким образом, располагая данными об общем составе пород и особенностях химического состава минералов, мы можем судить и о характере распределения РЗЭ в породах.

Изучение состава сосуществующих пироксенов в перидотитах показало, что закономерные изменения содержаний Al, Cr, Ti и Na проявлены в следующих слу-

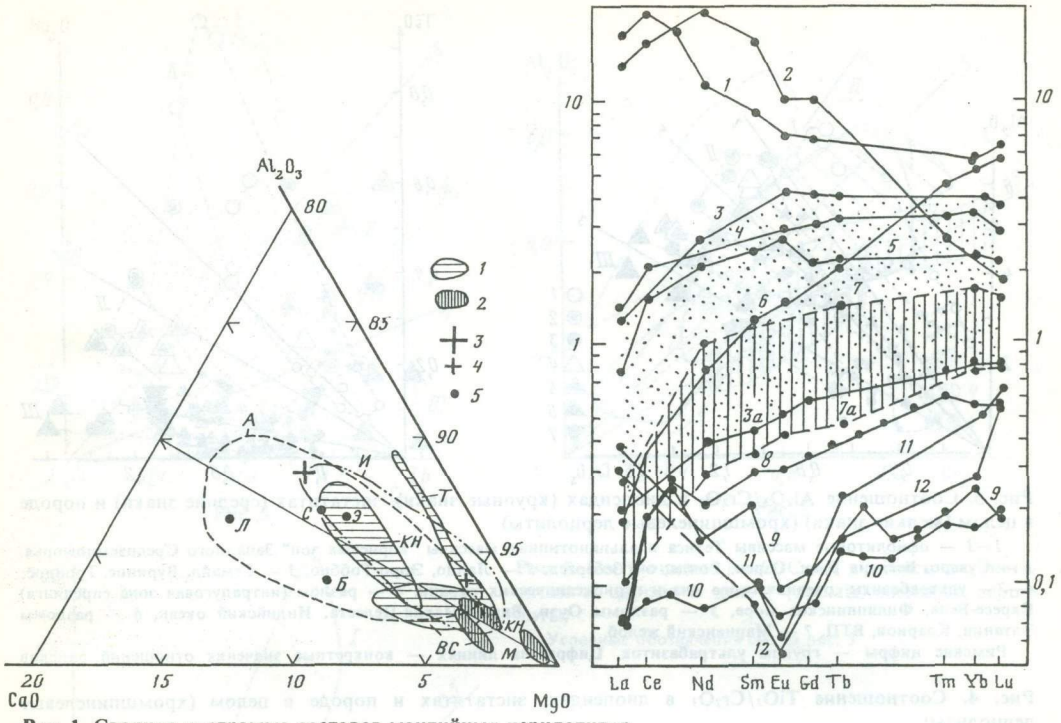


Рис. 1. Сводная диаграмма составов мантийных перидотитов

1, 2 — породы офиолитов Урала, Тихого окана и желобов: *1* — лерцолиты, *2* — гарцбургиты; *3* — средний лерцолит; *4* — средний гарцбургит [2]; *5* — лерцолиты Средиземноморья [18]. А — Атлантический океан; И — Индийский океан; Т — Тихий океан; М — желоба Марианский, Тонга; массивы: КН — Средний Крака, Нурали; ВС — Войкаро-Сыньинский; Л — Ланцо; С — Суверо; Э — Эрро-Тоббио; Б — Бальдиссеро

Рис. 2. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, в ультраосновных породах

1 — лерцолиты с флогопитом, Атлантика, о-в Сан-Паулу (по Ф. Фрею, 1970; из [13]); *2* — роговообманковый перидотит, Красное море, о-в Зебергед [13]; *3—3а* — лерцолиты массива Бальдиссеро [18]; *4* — лерцолиты рекристаллизованные, массив Лизард (по Ф. Фрею, 1969, из [13]); *5* — шпинелевый лерцолит и *6* — троктолит (плагиоклазовый лерцолит), о-в Зебергед, Красное море [13]; *7—7а* — лерцолиты офиолитовых массивов Лигурид [18]; *8* — хромшпинелевые низкоглиноземистые лерцолиты Тамватнейского массива, Корякское нагорье [5]; *9* — гарцбургиты и *10* — дуниты горы Красной, Корякское нагорье [5]; *11* — гарцбургиты и *12* — дуниты покрова Семайл, Оман [25]

чаях: 1) в петрографически одинаковых породах массивов, принадлежащих к разным типам разрезов — существенно лерцолитовому и гарцбургитовому; 2) в минералах одного поколения, например в ядрах крупных зерен какой-либо одной петрографической разновидности пород — лерцолитов или гарцбургитов — по разрезу массивов, в направлении от его внутренних частей к контакту с породами полосчатой (габброидной) серии; 3) в пределах образца в минералах разных поколений, например ядро → кайма, крупные зерна с остаточными деформациями (полосы излома, субзерна) → мелкие необласты.

Поскольку задачей статьи является установление возможных неоднородностей мантийного вещества, возникающих на ранних из доступных нашему наблюдению этапах его эволюции, рассмотрим только составы ядер крупных (ранних) энстатитов и сосуществующих с ними диопсидов в хромшпинелевых перидотитах некоторых массивов Урала и Средиземноморья (Тетиса), представляющих разные типы разрезов, а также в океанических перидотитах Индийского, Тихого океанов и Марианского желоба. Рассматриваемые пироксены раннего поколения в данных породах наименее обеднены базальтоидными компонентами и Cr, и, очевидно, состав их наиболее приближен к составу исходного вещества.

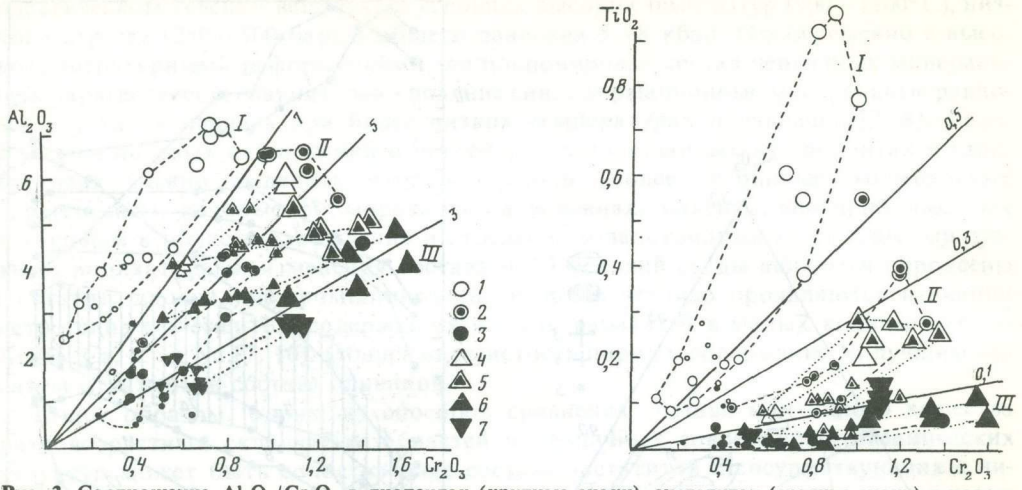


Рис. 3. Соотношение Al_2O_3/Cr_2O_3 в диопсидах (крупные знаки), энстатитах (средние знаки) и породе в целом (мелкие знаки) (хромшпинелевые лерцолиты)

1—3 — офиолитовые массивы Тетиса и альпинотипные массивы "корневых зон" Западного Средиземноморья: *1* — Суверо, Беслана Баня, Озрен, Ронда, о-в Зебергед, *2* — Ланцо, Эрро-Тоббио, *3* — Семайл, Вуринос, Троодос; *4—7* — ультрабазиты океанического дна и периокеанических окраин: *4* — разлом (интрадуговая зона спрединга) Парасе-Вела, Филиппинское море, *5* — разломы Оуэн, Вима, Мария-Целеста, Индийский океан, *6* — разломы Элтанин, Кларион, ВТП, *7* — Марианский желоб.

Римские цифры — группы ультрабазитов. Цифры на линиях — конкретные значения отношений окислов

Рис. 4. Соотношение TiO_2/Cr_2O_3 в диопсидах, энстатитах и породе в целом (хромшпинелевые лерцолиты)

Условные обозначения см. на рис. 3

На рис. 3—5 показаны отношения Al_2O_3, TiO_2 и Na_2O к Cr_2O_3 в сосуществующих диопсидах, энстатитах и в породе в целом. Для каждого из разрезов выбраны анализы с максимальным и наиболее типичным содержанием этих окислов в ядрах пироксенов ранней генерации; увеличение числа проб не меняет общей картины.

Анализ диаграмм показывает следующее: 1) при близких или даже одинаковых содержаниях какого-либо окисла в минералах пород из разных разрезов офиолитов или океанической коры отношения их различны для определенных групп массивов (районов); 2) величины отношения Al_2O_3/Cr_2O_3 в ряду диопсид—энстатит—порода примерно постоянны для массивов Средиземноморья, Урала и Марианского желоба (рис. 6); в ультрабазитах западной части Индийского океана и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) эти величины относительно нарастают в энстатитах, т.е. количество Cr_2O_3 в них снижается быстрее, чем Al_2O_3; тем не менее индоокеанские лерцолиты по отношению Al_2O_3/Cr_2O_3 четко обособлены от тихоокеанских (см. рис. 6); 3) величины отношений TiO_2/Cr_2O_3 и Na_2O/Cr_2O_3 в том же ряду диопсид → энстатит → порода резко снижаются (количества Ti и Na в энстатитах и породах значительно ниже, чем в диопсидах) для массивов Западного и Центрального Средиземноморья, Индийского океана, тогда как в существенно гарцбургитовых разрезах покрова Семайл, в лерцолитах и гарцбургитах Тихого океана (разломы Кларион, Элтанин) и Марианского желоба эти отношения примерно постоянны (рис. 7); 4) рассмотренные породы, охарактеризованные составами минералов из всех типов разрезов и из разных районов по соотношениям Al_2O_3/Cr_2O_3, TiO_2/Cr_2O_3 и Na_2O/Cr_2O_3, можно разделить на три группы, представленные в таблице. Схематическое распределение их в некоторых областях показано на рис. 8. Следует подчеркнуть условность схемы, на которой с современной географией соотнесены выходы мантийных

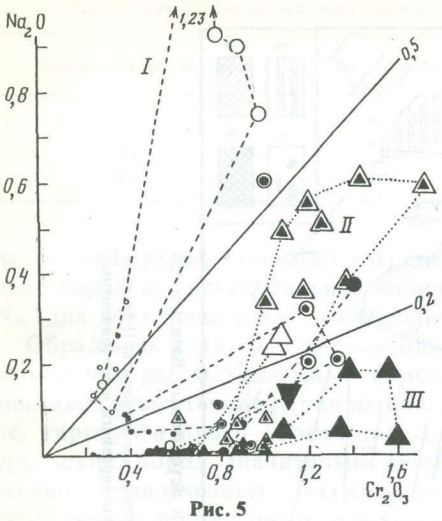


Рис. 5

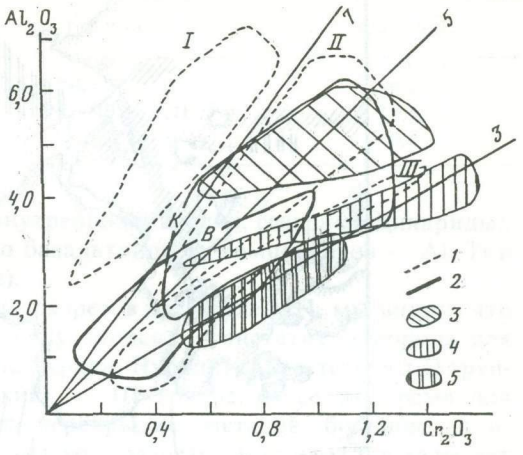


Рис. 6

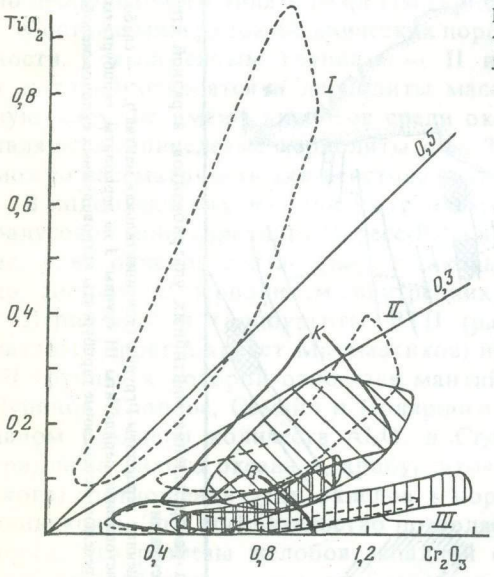


Рис.. 7

Рис. 5. Соотношение Na_2O/Cr_2O_3 в диопсидах, энстатитах и породе в целом (хромшпинелевые лерцолиты)

Условные обозначения см. на рис. 3

Рис. 6. Сводная диаграмма соотношений Al_2O_3/Cr_2O_3 в пироксенах и валовом составе мантийных перидотитов I, II, III групп

1 — Тетиса; *2* — Урала: К — Кракинский массив, В — Войкаро-Сыньинский массив; *3—5* — океанов и желобов: *3* — Индийский океан, *4* — Тихий океан, *5* — Марианский желоб

Рис. 7. Сводная диаграмма соотношений TiO_2/Cr_2O_3 в пироксенах и валовом составе мантийных перидотитов

Условные обозначения см. на рис. 6

ультрабазитов палеозоя (Урал), мезозоя (Тетис, Корякское нагорье) и кайнозоя (Индийский и Тихий океаны).

В пределах Тетиса выделенные группы ультрабазитов принадлежат к разрезам, отчетливо различающимся по общему геологическому строению, структурным и петрохимическим характеристикам, что связано с особенностями развития коры по простиранию региональной структуры (см. статью А.Л. Книппера, Г.Н. Савельевой в настоящем сборнике).

Так, в группе III, к которой относятся породы существенно гарцбургитового типа разреза офиолитов Семайла, формировавшихся в области с длительным периодом океанической стадии развития, относительное количество Cr_2O_3 максимально, относительные (и абсолютные) количества TiO_2 и Na_2O минимальны.

В минералах и породах, представляющих лерцолитовый тип разреза, сформировавшийся в области с кратким периодом океанической стадии развития — II и

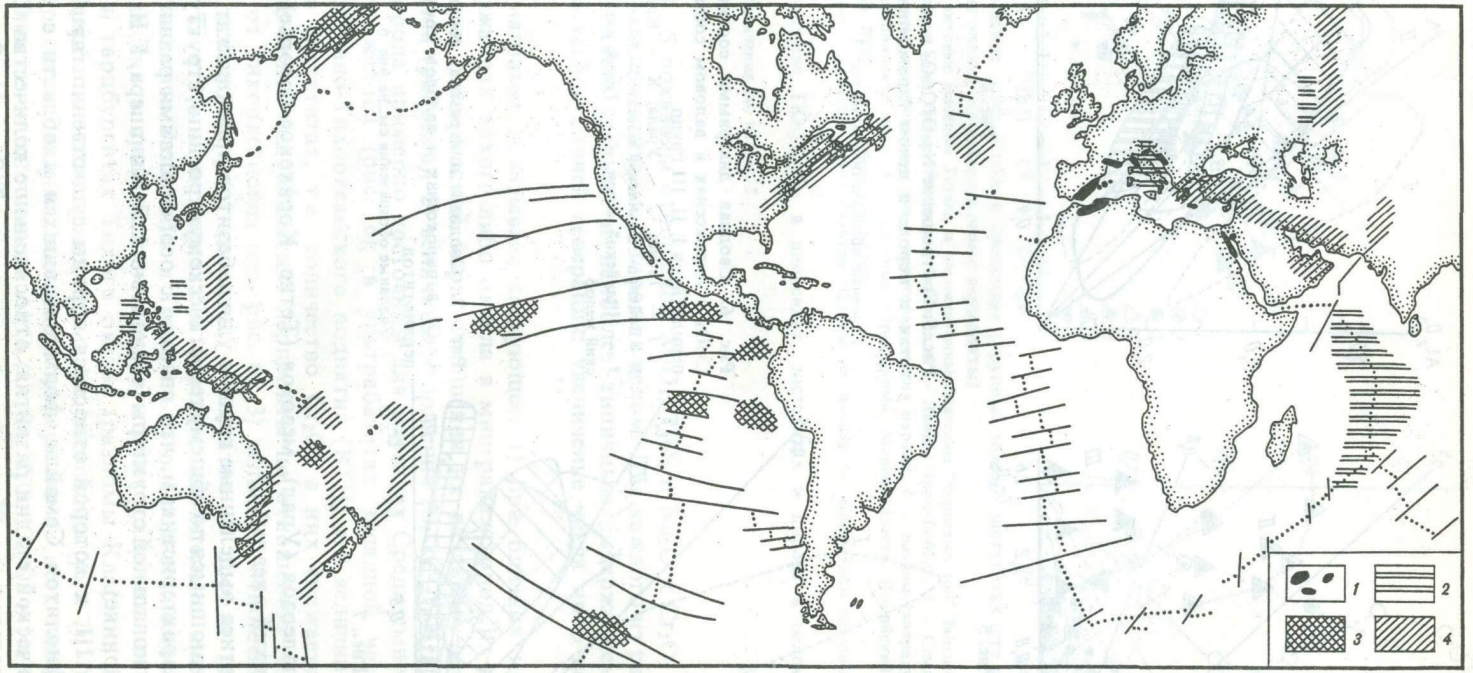


Рис. 8. Схема распределения мантийных ультрабазитов, в разной степени истощенных базальтоидными компонентами

1 — неистощенные лерцолиты I группы (континентальная мантия?); *2* — слабо истощенные лерцолиты II группы; *3, 4* — сильно истощенные перидотиты III группы: *3* — лерцолиты, гарцбургиты зоны спрединга и внутриплитных областей, *4* — предельно истощенные гарцбургиты островодужных склонов желобов

Соотношение петрогенных окислов в мантийных перидотитах

Группа ультрабазитов	Al_2O_3/Cr_2O_3	TiO_2/Cr_2O_3	Na_2O/Cr_2O_3
I	>7	>0,5	>0,5
II	7—3,5	<0,5(0,3—0,1)	<0,5
III	<5	<0,1	<0,2

частично I группы (массивы внешних и внутренних Лигурид, северные Динариды), явно нарастает относительное количество базальтоидных компонентов — Al, Ti и Na (для двух последних — и абсолютное).

Обращаясь к двум типам офиолитовых разрезов на Урале [11], мы видим, что отношения рассматриваемых окислов в ряду диопсид → энстатит → порода для массивов существенно лерцолитового типа (Крака, Нурали) соответствуют II группе, гарцбургитового (Войкаро-Сыньинский) — III группе. В то же время для уральских пород значительна и область перекрытия составов: большое количество привлеченных материалов по всему разрезу массивов показывает скользящий, постепенный переход в эволюционном ряду от разрезов существенно лерцолитового типа к разрезам гарцбургитового типа.

Составы минералов океанических пород также четко разделяются по принадлежности к выделенным группам — II или III (см. рис. 6, 7). I группа пород, к которой относятся и лерцолиты массива Ронда, внедренные в континентальную кору, не имеют аналогов среди океанических ультрабазитов. Исключением являются шпинелевые лерцолиты о-ва Зебергед в Красном море, которые также можно рассматривать как неистощенную подафриканскую мантию.

В индоокеанских лерцолитах (разломы Оуэн, Вима), а также в лерцолитах интрадуговой зоны спрединга Паресе-Вела в Филиппинском море рассмотренные соотношения окислов соответствуют таковым во II группе, т.е. эти породы близки по составу к лерцолитам внутренних Лигурид и южноуральских массивов.

Лерцолиты и гарцбургиты ВТП (разломы Кларион, Элтанин и, вероятно, разлом Гаррет и хребет Математиков) по этим же параметрам отвечают породам III группы, к которой относятся мантийные перидотиты офиолитовых массивов Вуринос, Троодос, Семайл и Полярного Урала. Представляется важным, что при явном различии количеств Al_2O_3 и Cr_2O_3 в минералах лерцолитов (гарцбургитов) ложа Тихого океана и гарцбургитов желобов его западной окраины (Марианского) соотношения этих окислов в породах внутриплитной области и желобов одинаковы. Это обстоятельство позволяет предполагать с большой долей вероятности, что разрезы желобов западной окраины Тихого океана развиваются за счет переработки материала Тихоокеанской плиты. Аналогичные выводы получаются и при рассмотрении составов минералов и пород офиолитов Новой Гвинеи [16], Новой Зеландии [28], Корякского нагорья [5] и других разрезов западной окраины Тихого океана, чрезвычайно обедненных базальтоидными компонентами и обогащенных Cr_2O_3 так же, как и породы ВТП.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы.

Состав реститовых ультрабазитов отражает латеральную неоднородность верхней мантии. Она проявлена двояко — в планетарном и региональном масштабах. Примером планетарной неоднородности является четкое обособление составов мантийных ульрабазитов III группы Тихоокеанского сектора (ВТП и желоба западной окраины) от ультрабазитов II группы Индоокеанского сектора (Аравийско-Индийский хребет, Западное и Центральное Средиземноморье). Региональная неоднородность проявлена в связи с различным структурным положением разрезов, что в конечном итоге обусловлено разной историей развития какой-либо области: например, мантийные ультрабазиты внутриплитных разрезов Тихого океана от-

четливо отличаются от ультрабазитов островных склонов желобов его западной окраины, ультрабазиты альпинотипных массивов "корневых зон" (лерцолитовых диапиров) Средиземноморья — от ультрабазитов офиолитов Западного Средиземноморья и т.д.

Планетарная неоднородность представляется первичной относительно региональной: в мантийных ультрабазитах островодужных разрезов сохранились отношения петрогенных элементов, свойственные таковым в ультрабазитах ВТП, т.е. островодужные ультрабазиты могли быть образованы или за счет повторного плавления мантийных лерцолитов ВТП, или при большей степени плавления близких по составу исходных масс. Планетарная неоднородность формировалась, очевидно, наиболее длительное время, с ранних этапов развития коровой оболочки Земли: длительное выплавление базальтов в Тихоокеанском секторе, возможно, обусловило здесь особенности состава мантийных ультрабазитов — истощение их базальтоидными компонентами и обогащение хромом.

Принадлежность лерцолитов Филиппинского моря — окраинной структуры Тихого океана — ко II группе ультрабазитов может рассматриваться как указание на зону тектонического совмещения двух плит с длительно разной историей развития.

Региональная неоднородность отражает либо условия выведения мантийного диапира — скорость, температуру, глубину выплавления и отделения магмы, либо неоднократность деплетирования. Вопрос о предпочтительных причинах формирования того или иного типа разреза решается комплексно геологическими и петрологическими методами на конкретных массивах и рассмотрен в статье А.Л. Книппера и Г.Н. Савельевой в настоящем сборнике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975. 254 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 271).
2. *Дмитриев Л.В.* Петрология и геохимия ультрабазитов срединно-океанических хребтов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973. С. 101—111.
3. *Йодер Х.С.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
4. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1968. N 4. С. 5—23.
5. *Пейве А.А.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с.
6. *Пущаровский Ю.М.* О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 13—18.
7. *Савельева Г.Н., Степанов С.С.* Эволюция состава энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 2. С. 47.
8. *Савельева Г.Н.* Структура и петрология Войкаро-Сыньинского массива // Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. С. 26—53.
9. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. N 1. С. 42—57.
10. *Савельева Г.Н.* Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна // Геохимия. 1984. N 5. С. 691—704.
11. *Савельева Г.Н.* Структура габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 41—57.
12. *Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В.* Особенности кристаллизационной дифференциации базальтов Атлантики в связи с глубиной их выплавления // Тезисы докладов "Геология дна океанов". М., 1981. 87 с.
13. *Bonatti E., Hamlyn P., Ottonello G.* Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Zabargad (Red Sea) // Geology. 1981. Vol. 9, N 10. P. 474—479.
14. *Boudier F.* Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89, N 10. P. 1574—1591.
15. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Ultramafic nodules from the Kimberley pipes South Africa // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 47. P. 1367—1382.
16. *England R.N., Davis H.L.* Mineralogy of ultramafic cumulates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 17, N 2. P. 416—425.
17. *Ernst W.G., Piccardo G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites. 1. Mineral and bulk-rock chemistry // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 219—237.
18. *Ernst W.G.* Petrogenesis of eclogites from the Western and Ligurian Alps // Amer. Miner. 1981. Vol. 66. P. 443—472.
19. *Menzies M., Allen C.R.* Plagioclase-lherzolite-residial mantle relationships within two Eastern mediterzanean ophiolites // Contribs Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 45. P. 197—213.

20. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystallin plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. N.Y.: Wiley Intersci., 1970. 444 p.
21. *Nicolas A., Le Pichon X.* Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 46. P. 397—406.
22. *Obata M.* The Ronda peridotite; garnet-, spinel- and plagioclase lherzolite facies and trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. Vol. 21. P. 533—572.
23. *Ottonello G., Piccardo G.B., Ernst W.G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites. Rare earth element chemistry // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 1273—1284.
24. *Pallister J.S., Hopson C.A.* Samail Ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, Cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N 84. P. 2593—2644.
25. *Pallister J.S., Knight R.* Rare-Earth Element geochemistry of the Samail Ophiolite near Jbra Oman // Ibid. P. 2673—2697.
26. *Pamic J.M.* Ultramafic rocks of the Dinaride central ophiolite zone in Jugoslavia // J. Geol. 1977. Vol. 85. P. 553—596.
27. *Piccardo G.* Petrologia del massiccio lherzolitico di Savero (La Spezia). Ofioliti. 1976. An. 1, N 2. P. 279—317.
28. *Sinton J.* Eguilibration history of the basal alpine-type peridotite. Red Mountain, New Zealand // J. Petrol. 1977. Vol. 18, N 2. P. 216—246.
29. *White W.M., Hofmann A.W.* Mantle heterogeneity and isotopes in oceanic basalts // Nature. 1982. Vol. 295. P. 363—364.

УДК 552.321.6:552.23(260)

Е.Е. ЛАЗЬКО

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПРОВИНЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Формационный анализ и выделение провинций магматических пород в океанах пока еще базируются на изучении почти исключительно вулканитов, представленных большей частью разнообразными базальтами. Между тем известны и иные, интрузивные породы, по которым также накоплена обширная информация [1—7, 11, 12, 22, 23 и др.]. Данные о составе океанических габброидов и гипербазитов и об их распределении в структурах дна могут быть полезны при тектоническом районировании Мирового океана, выделении в них магматических формаций и т.п. Изучение этих пород исключительно важно для решения задачи, поставленной академиком Ю.М. Пущаровским в рамках проекта "Литос", — выявления глубинных неоднородностей в коре и верхней мантии Земли. В статье рассмотрены ультраосновные породы, играющие большую роль в строении океанической литосферы и обычно относимые к мантийной ее части. Важность изучения гипербазитов подчеркивает хотя бы то обстоятельство, что некоторые из них могут служить исходным субстратом для выплавления базальтовых магм, формирующих второй и в значительной мере третий слои коры современных океанов [4, 21, 26].

Находки ультраосновных и родственных им пород сделаны во многих акваториях Земли (рис. 1). Всего сейчас известно свыше 100 пунктов и локальных полигонов, где гипербазиты были драгированы, разбурены или подняты на поверхность иными способами. Подавляющее большинство из них приурочено к зонам пересечений срединно-океанических хребтов разрывными нарушениями, к крупным трансформным разломам в удалении от осей срединных хребтов, а также к глубоководным желобам, т.е. к тем участкам дна, где океаническая литосфера глубоко вскрыта или сильно нарушена тектоническими движениями. В других частях ложа океанов и краевых морей находки ультраосновных пород пока немногочисленны.

Основная масса океанических гипербазитов относится к перидотитам с существенной ролью ромбического пироксена — гарцбургитам и лерцолитам. Они рассматриваются как мантийные тектониты, прошедшие стадию высокотемпературного пластического течения. Иные породы — верлиты, дуниты, разнообразные пироксениты — крайне редки и представлены мелкими единичными образцами даже на тех станциях, где общий вес поднятых ультрамафитов составлял десят-

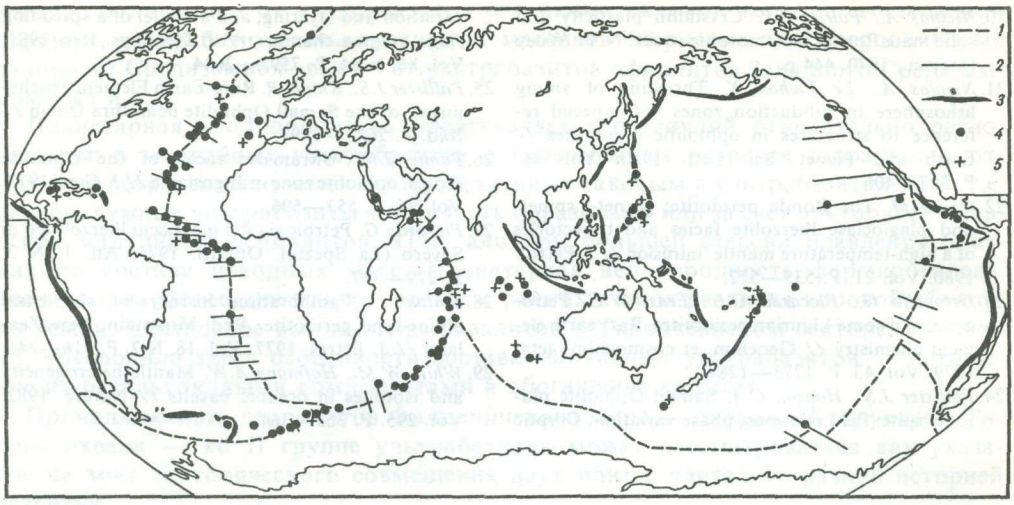


Рис. 1. Расположение станций и полигонов с находками ультраосновных и родственных им пород в Мировом океане (по [8, 11, 21, 26], а также по материалам Н.Г. Гладкова, И.Н. Говорова, С.К. Злобина, Р. Андерсона и Р. Нишимори, Э. Бонатти, Г. Буало, А. Буго, Д. Ванко и Р. Батизы, И. Николса, Ж. Обуэна, Ж. Озанда, М. Перфита, Р. Хекиньяна и других исследователей)

1 — оси срединно-океанических хребтов; 2 — трансформные разломы; 3 — глубоководные желоба; 4 — перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты); 5 — прочие ультрамафиты

ки и сотни килограммов. Они практически отсутствуют в таких известных коренных проявлениях океанических гипербазитов, изучавшихся прямыми геологическими методами, как о-в Сан-Паулу, о-в Зебергед (здесь в небольшом количестве были встречены дуниты), не обнаружены среди ультрабазитов в глубоководных скважинах, пробуренных в 37, 45, 82 и 84-м рейсах "Гломар Челленджера". Следует отметить, что предварительные сообщения о находках ультрамафитов, не относящихся к перидотитам, главным образом клинопироксенитов, в ряде структур (разлом Романш, Аравийско-Индийский хребет, впадина Хесса) не подтвердились при дальнейшем детальном изучении поднятого материала. Во всех акваториях Мирового океана пока достоверно известно всего около 30 образцов таких необычных для океанических областей ультрамафитов, причем бóльшая часть их извлечена в зонах активного перехода океан—континент в западной части Пацифики; однако около трети приходится на структуры дна центральной части Индийского океана (см. рис. 1).

Итак, анализ фактического материала однозначно говорит о том, что вещественный состав мантийного субстрата в верхних частях литосферы Мирового океана определяют перидотиты с заметным количеством ромбического пироксена. Широко варьирующее в породах содержание клинопироксена позволило уже первым исследователям океанических перидотитов выделить среди них в соответствии с петрографической номенклатурой лерцолиты и гарцбургиты [6, 12, 18]. Вместе с минеральным составом изменяются и химические характеристики пород. Существование двух главных групп гипербазитов, отвечающих лерцолитовому и гарцбургитовому петрографическим типам, показал Л.В. Дмитриев [4]. Обобщив имевшиеся к началу 70-х годов данные по составу перидотитов, он обнаружил, что гистограммы распределения ряда компонентов в них имеют двухвершинный облик (рис. 2). Появление двух максимумов на гистограммах Л.В. Дмитриев объяснил преобладанием среди проанализированного материала двух видов пород — лерцолитов и гарцбургитов. Однако он придал этим типам гораздо более глубокий, чем классификационный, смысл, интерпретировав лерцолиты как недифференцированное вещество верхней мантии, а гарцбургиты — как остаток после

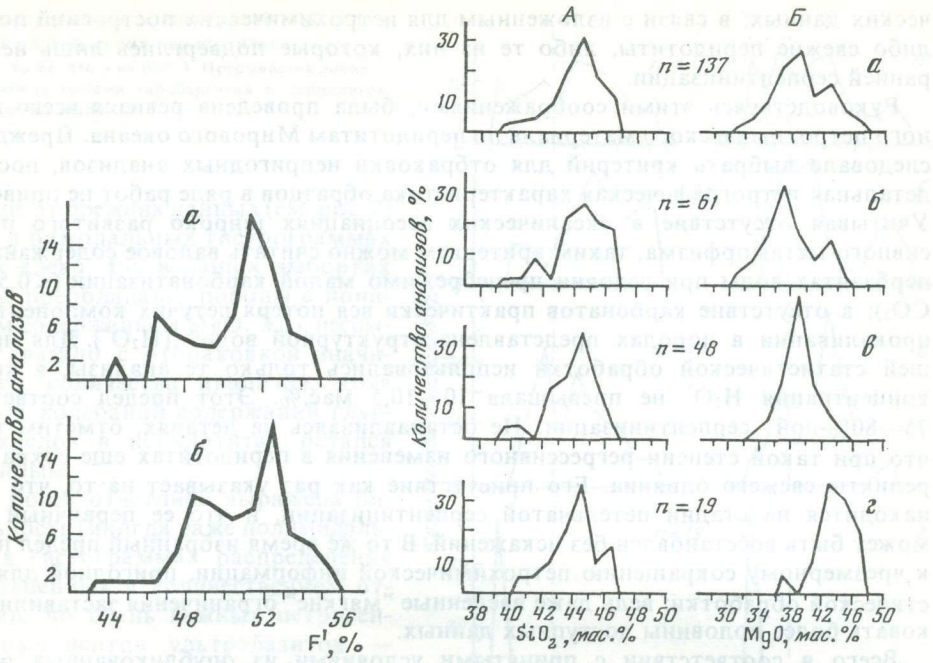


Рис. 2. Распределение фемических компонентов F' ($MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO+TiO_2+Cr_2O_3+NiO$) в перидотитах Срединно-Атлантического (*а*) и Индоокеанского (*б*) хребтов [4]

Рис. 3. Распределение концентраций SiO_2 (*А*) и MgO (*Б*) в океанических перидотитах

а — Мировой океан в целом; *б* — Атлантический океан; *в* — Индийский океан; *г* — активные окраины океанов. *n* — количество анализов

частичного плавления последнего; с некоторыми оговорками эти положения остаются в силе и сейчас.

В дальнейшем петрохимический подход к разбраковке океанических перидотитов неоднократно критиковался в связи с низкотемпературным вторичным преобразованием многих образцов, и некоторые исследователи вообще отрицали возможность использования петрохимии для реконструкции первичного состава серпентинизированных ультрабазитов. Основанием для этого послужили данные о том, что в сильно измененных разностях главные петрохимические характеристики пород могут заметно искажаться. Так, во многих океанических серпентинитах явно повышено содержание щелочей, возрастает степень окисления железа. При далеко зашедшем или многостадийном преобразовании из пород выносится известь, отчасти, по-видимому, глинозем, нарушаются соотношения MgO/SiO_2, $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$ [6, 8, 17, 27 и др.]. Использование таких анализов действительно может привести к ошибкам при реконструкциях первичной природы ультрабазитов. Разумнее было бы работать с неизмененным материалом, но свежие образцы среди перидотитов океана встречаются крайне редко, и в первых обобщениях пришлось пренебречь этой опасностью из-за малого количества опубликованных данных. Впоследствии было показано, что соотношения главных петрогенных компонентов (исключая щелочи) в перидотитах, подвергшихся только так называемой ранней петельчатой серпентинизации, сохраняются неизменными, т.е. преобразование в этом случае носит изохимический характер и сводится, по существу, к "разбавлению" исходных перидотитов летучими компонентами, прежде всего водой [5, 15]. Пересчет анализов подобных пород на сухое вещество позволяет с уверенностью судить об их первичном составе. По-видимому, вероятные недоразумения могут быть вызваны непродуманным подбором аналити-

ческих данных; в связи с изложенным для петрохимических построений подходят либо свежие перидотиты, либо те из них, которые подверглись лишь неполной ранней серпентинизации.

Руководствуясь этими соображениями, была проведена ревизия всего доступного петрохимического материала по перидотитам Мирового океана. Прежде всего следовало выбрать критерий для отбраковки непригодных анализов, поскольку детальная петрографическая характеристика образцов в ряде работ не приводится. Учитывая отсутствие в океанических ассоциациях широко развитого прогрессивного метаморфизма, таким критерием можно считать валовое содержание в гипербазитах воды при условии пренебрежимо малой карбонатизации (<0,5 мас.% CO_2): в отсутствие карбонатов практически вся потеря летучих компонентов при прокаливании в породах представлена структурной водой (H_2O^+). Для простейшей статистической обработки использовались только те анализы, в которых концентрация H_2O^+ не превышала 10—10,5 мас.%. Этот предел соответствует 75—80%-ной серпентинизации. Не останавливаясь на деталях, отметим только, что при такой степени регрессивного изменения в перидотитах еще сохраняются реликты свежего оливина. Его присутствие как раз указывает на то, что порода находится на стадии петельчатой серпентинизации, и что ее первичный состав может быть восстановлен без искажений. В то же время избранный предел не ведет к чрезмерному сокращению петрохимической информации, пригодной для статистической обработки: ведь даже введенные "мягкие" ограничения заставили отбраковать более половины доступных данных.

Всего в соответствии с принятыми условиями из опубликованных работ и личных материалов автора было отобрано и обработано (пересчитано на сухой остаток и приведено к 100%) около 140 химических анализов океанических перидотитов [1—3, 5—7, 9, 12, 13, 16, 19, 22, 23, 25, 27, 28]; использованы также отдельные анализы из статей Г.Б. Рудника, Г.Н. Савельевой, В.И. Чернышевой, А.Я. Шараськина, С.А. Щеки, Э. Бонатти, К. Тилли, Р. Фишера и К. Энгеля, Р. Эбера и их соавторов. Обобщенные результаты представлены графически (рис. 3). Из приводимых гистограмм ясно видно, что по кремнеземистости все рассматриваемые ассоциации в первом приближении сходны (см. рис. 3, *А*). Сводная выборка (океан в целом) имеет одновершинный характер, распределение SiO_2 в породах приближается к логнормальному. В региональных выборках по Атлантическому и Индийскому океанам (срединные хребты, трансформные разломы и ложе океанов) намечаются слабые дополнительные максимумы в области пониженных содержаний SiO_2, а в окраинно-океанических ассоциациях (островодужные склоны глубоководных желобов и краевые моря) — в противоположной части спектра составов. Отклонения от логнормальности отчасти могут быть вызваны случайными факторами (малым количеством анализов). Общее сходство приводимых гистограмм можно объяснить тем, что в океанических перидотитах (и лерцолитах и гарцбургитах), как правило, содержится много ортопироксена — фазы с постоянной высокой концентрацией SiO_2, которая как бы буферирует валовую кремнеземистость пород и обусловливает стандартное распределение в них SiO_2. Почти такой же облик имеют и гистограммы содержаний в перидотитах MgO (см. рис. 3, *Б*). Однако магнезиальность разных по структурной позиции пород заметно варьирует. Явно повышена магнезиальность окраинно-океанических перидотитов по сравнению со срединно-океаническими, и поэтому на сводной гистограмме появляется небольшой, но четкий дополнительный максимум в области высоких концентраций MgO. Бимодальность отчетливо выражена и для перидотитов Атлантики. В этом случае довольно хорошо проявлена симметричность, "комплементарность", гистограмм концентраций SiO_2 и MgO, в которой отражается тесная связь минерального и химического состава пород (перидотиты Атлантики в целом содержат много ортопироксена; соответственно во многих пробах повышены концентрации SiO_2 и понижены — MgO). Следует также обратить внимание на то, что

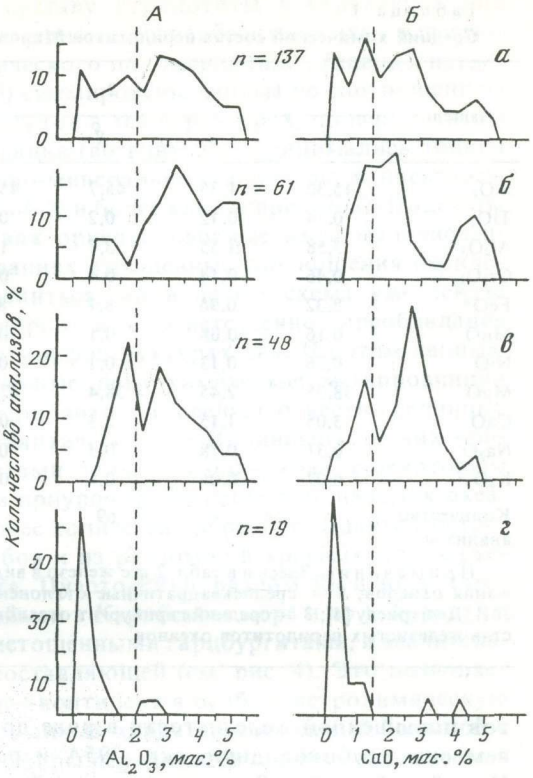


Рис. 4. Распределение концентраций Al_2O_3 (*А*) и CaO (*Б*) в океанических перидотитах

а—г — то же, что и на рис. 3. Прерывистая линия — граница между полями гарцбургитов и лерцолитов. *n* — количество анализов

в отличие от прежних данных (см. рис. 2) акцент в бимодальных гистрограммах смещен влево, т.е. в наших выборках заметно преобладают породы с пониженным содержанием MgO. Это, несомненно, связано с отбраковкой значительного количества анализов, хотя диапазон колебаний содержаний главных окислов в перидотитах остался неизменным.

Еще более отчетливо выражена бимодальность (иногда даже полимодальность) в гистограммах распределения второстепенных в количественном отношении, но очень важных петрогенных компонентов ультрабазитов — извести и глинозема (рис. 4). С учетом петрографической номенклатуры, количественно-минерального состава перидотитов и химизма породообразующих минералов на этих диаграммах (особенно для CaO) можно довольно точно провести границу между гарцбургитами — породами, обедненными Al_2O_3 и CaO, и лерцолитами. Четко индивидуализированные максимумы, которые проявлены во всех выборках, в большинстве случаев отражают присутствие в океанических ассоциациях и гарцбургитов и лерцолитов. Анализ этих гистограмм, таким образом, подтверждает реальность существования разных петрохимических типов гипербазитов океана — назовем их вслед за Л.В. Дмитриевым гарцбургитовым и лерцолитовым. Кроме того, становится ясно, что эти типы неравноценны в количественном выражении. Гарцбургиты играют в целом подчиненную роль по отношению к лерцолитам, вопреки выводам, сделаным на раннем этапе изучения океанических пород [4, 18].

При дальнейшем анализе петрохимических данных оказалось целесообразным дополнительно выделить группу пород, отличающихся повышенной железистостью. Сюда отнесены перидотиты с суммарным содержанием Fe больше 10 мас.% Среди них доминируют лерцолиты, хотя изредка попадаются и гарцбургиты. Есть веские основания полагать, что к этой же группе принадлежат многие ультрамафиты без ромбического пироксена и(или) оливина (дуниты, верлиты, пироксениты), о которых шла речь выше. Первые находки железистых перидотитов, по-видимому, были сделаны в трансформном разломе Романш в экваториальной части Атлантики [13]. Крупное тело таких пород вскрыто глубоководной скв. 334 [22]. Изучение материалов этой скважины позволило предположить, что подобные образования имеют кумулятивную природу. Состав пород, их микроструктуры и вероятное магматическое происхождение дают основание отнести железистые перидотиты к самостоятельному петрохимическому типу гипербазитов океана. Хотя прежде в таком качестве они не рассматривались, необходимость их выделения в обособленную группу очевидна после находок предположительно кумулятивных перидоти-

Таблица 1

Средний химический состав перидотитов Мирового океана

Окисел	1		2	3		4	5	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	$\bar{X}$	S
SiO_2	45,30	1,35	45,7	45,28	1,60	45,0	44,32	1,66
TiO_2	0,14	0,12	0,2	0,09	0,10	0,1	0,15	0,20
Al_2O_3	3,58	1,55	3,7	1,57	1,10	1,7	3,23	1,51
Cr_2O_3	0,46	0,14	0,4	0,45	0,11	0,4	0,41	0,10
FeO*	8,32	0,96	8,7	8,51	0,94	9,0	11,25	2,47
MnO	0,16	0,08	0,1	0,15	0,12	0,1	0,16	0,06
NiO	0,26	0,13	0,1	0,24	0,08	0,1	0,21	0,09
MgO	38,35	2,45	38,4	42,67	2,79	42,6	37,93	3,69
CaO	3,05	1,15	2,3	0,78	0,48	0,7	1,91	1,22
Na_2O	0,31	0,18	0,3	0,20	0,17	0,2	0,32	0,32
K_2O	0,07	0,06	0,1	0,06	0,07	0,1	0,11	0,10
Количество анализов	68		69	49		71	16	

Примечание. Здесь и в табл. 2 все железо в виде FeO; $\bar{X}$ – средние арифметические значения содержания окислов; S — среднеквадратичные отклонения. 1 — средний лерцолит океанов; 2 — то же, по Л.В. Дмитриеву [4]; 3 — средний гарцбургит океанов; 4 — то же, по Л.В. Дмитриеву [4]; 5 — средний состав железистых перидотитов океанов.

тов повышенной железистости в ряде других структур (кроме упомянутых, назовем еще глубоководную скв. 395А и разлом Курчатова в Атлантике, Западно-Индийский хребет, Западно-Австралийскую котловину, некоторые глубоководные желоба и разломы в краевых морях западной окраины Тихого океана).

Материалы, использованные для построения гистограмм, были положены в основу расчета средних составов разных типов океанических перидотитов без учета летучих компонентов (табл. 1). Поскольку максимумы в построенных распределениях, как правило, не дискретны, критерием для отнесения породы к тому или иному петрохимическому типу наряду с концентрацией Fe служило содержание в породах CaO (в качестве критического между гарцбургитами и лерцолитами взято значение 1,5 мас.%, примерно соответствующее 5 об.% клинопироксена в перидотите). Для сравнения в табл. 1 приведены аналогичные цифры из работы [4]. Интересно, что, несмотря на отбраковку более половины анализов, средние концентрации окислов в однотипных породах по нашим данным и по Л.В. Дмитриеву различаются мало, хотя количественные соотношения анализов разных перидотитов сильно изменились.

Выделенные петрохимические типы гипербазитов Мирового океана имеют определенный генетический смысл. Не углубляясь в вопросы происхождения пород, которые являются предметом специального рассмотрения, отметим только, что согласно современным взглядам тектонизированные лерцолиты и гарцбургиты представляют собой единую серию остаточных глубинных продуктов (реститов), возникающих в ходе частичного плавления вещества субокеанической верхней мантии. Особенности состава пород наиболее совместимы с предположением, что лерцолиты образуются при незначительных степенях плавления и представляют собой слабо истощенный базальтовыми компонентами мантийный субстрат, а гарцбургиты являются продуктом значительно более "продвинутого" процесса и содержат очень мало легкоплавких компонентов. Железистые гипербазиты, вероятно, возникли из базальтового или пикритового расплава при его кристаллизационной дифференциации.

Как же распределяются разные по составу перидотиты в структурах дна Мирового океана? Поскольку находок железистых гипербазитов пока известно немного, остановимся на анализе тектонического положения лишь главных петрохимических типов пород. На схеме (рис. 5) суммированы данные по соотношениям тектонизированных лерцолитов и гарцбургитов в тех структурах, по перидотитам которых имеется количественная информация (во внимание принимались только результаты химических или количественно-минеральных анализов; в последнем случае к лерцолитам отнесены породы с 5 об.% и более клинопироксена). Подсчеты эти пока можно рассматривать только как ориентировочные из-за малочисленности данных. При дальнейших исследованиях выявленные соотношения перидотитов в конкретных точках могут измениться, но в целом схема уже сейчас объективно отражает распределение пород и соответственно преобладание того или иного петрохимического типа в морфоструктурах дна. По этим данным в Мировом океане намечаются три главные петрохимические мегапровинции ультрабазитов. К первой, существенно лерцолитовой, следует отнести срединные хребты и ложе молодых океанов — Атлантического и Индийского. В них пропорция между лерцолитами и гарцбургитами примерно одинакова, с некоторым преобладанием первых. К этим регионам приурочено большинство находок океанических перидотитов. Значительно меньшее количество образцов поднято с островодужных склонов глубоководных желобов и из разломов в краевых морях (желоба Марианский, Идзу-Бонинский, Тонга, Пуэрто-Рико, разлом Яп и зона Паресе-Вела в Филиппинском море, желоб Кайман в Карибском море и др.). За редким исключением, они представлены сильно истощенными гарцбургитами, в значительной степени лишенными легкоплавкой составляющей (см. рис. 4). Это позволяет выделить зоны активного перехода океан—континент в особую петрохимическую мегапровинцию. Наименьшее количество данных характеризует самый большой и древний Тихий океан. Представительные сборы перидотитов сделаны здесь всего в трех точках — трансформных разломах Элтанин, Гаррет и Кларион, причем в последнем породы почти нацело изменены [8]. Перидотиты ложа Тихого океана (точнее, его южной половины) довольно своеобразны. По количественно-минеральному составу и петрохимическим особенностям они большей частью являются сравнительно истощенными гарцбургитами (лерцолиты встречены только в разломе Элтанин), но по химизму породообразующие пироксены и шпинелиды в них тяготеют к аналогичным минералам перидотитов Атлантического и Индийского океанов [8, 9, 14]. Эти особенности пород позволяют выделить третью самостоятельную ультрабазитовую мегапровинцию — Тихоокеанскую, однако такой вывод пока следует рассматривать как предварительный из-за малочисленности данных.

Вполне вероятно, что намеченные петрохимические провинции по мере накопления новых материалов окажутся гетерогенными и их можно будет подвергнуть более дробному разделению. Такая ситуция уже сейчас вполне определенна для северной половины Атлантики, где среди неистощенных в целом перидотитов выделяются обширные области преобладания гарцбургитов, пространственно тяготеющие к "горячим точкам" [26]. Сходная картина намечается для центральной части Индийского океана (см. рис. 5). По имеющимся в распоряжении автора данным, в дальнейшем не исключено также более детальное петрохимическое районирование ультрабазитов зон активного перехода от океана к континенту. В молодых спрединговых структурах Филиппинского моря (разлом Яп, зона Паресе-Вела) известны лерцолиты, резко контрастирующие по химизму с предельно истощенными гарцбургитами островодужного склона Марианского желоба [1]. Аналогичные сведения имеются по перидотитам желоба Кайман и желоба Пуэрто-Рико [19, 21]. Для обоснованных заключений, однако, имеющейся информации пока явно недостаточно.

Предположение о существовании в Мировом океане трех петрохимических мегапровинций гипербазитов подкрепляется цифровым материалом (табл. 2).

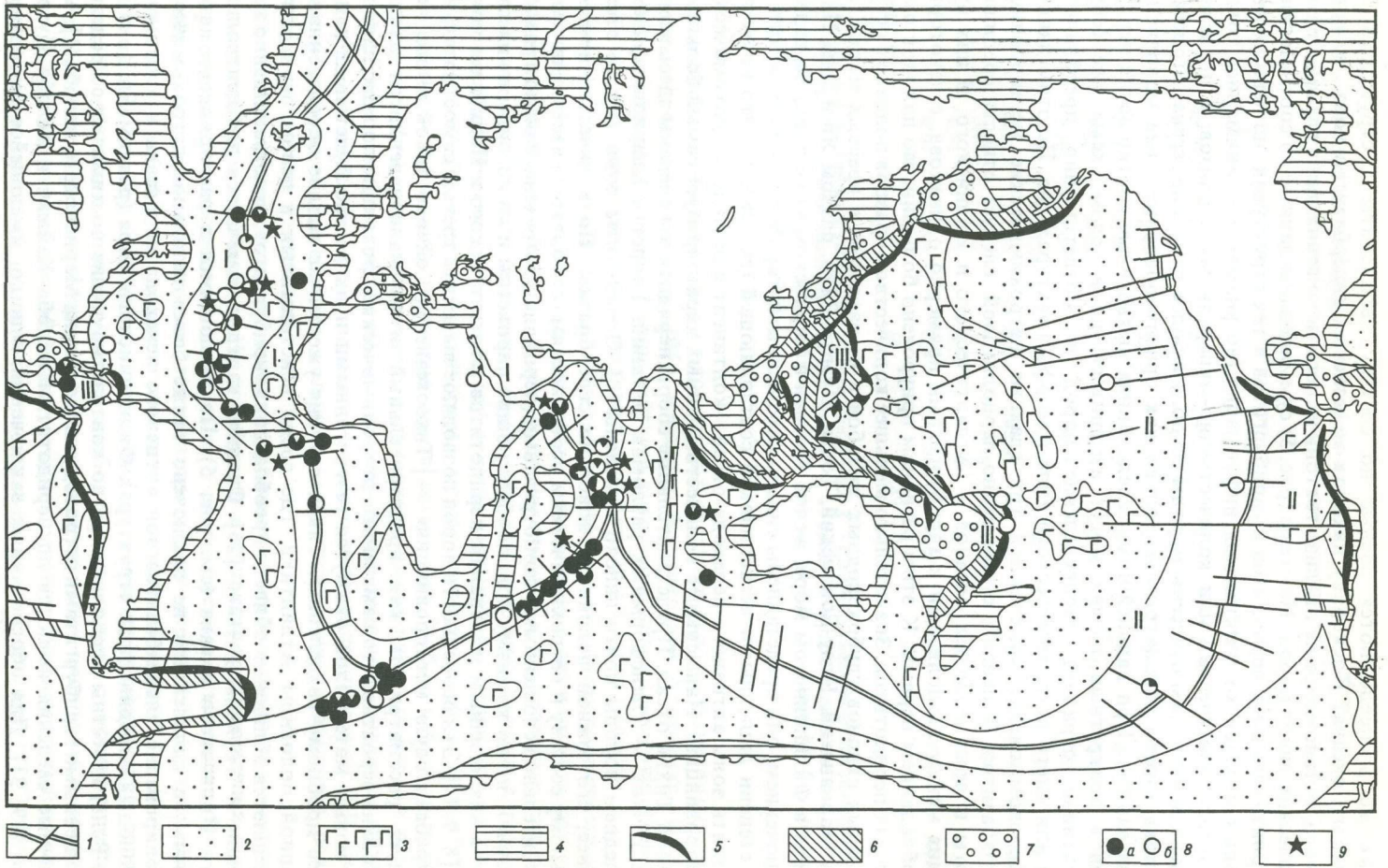

I
II
III
1
2
3
4
5
6
7
8 а б
9

Таблица 2

Средний химический состав перидотитов разных петрохимических провинций Мирового океана

Окисел	1		2		3		4	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO_2	45,45	1,59	45,13	1,36	45,82	0,75	45,02	1,61
TiO_2	0,14	0,09	0,13	0,14	0,02	0,01	0,07	0,07
Al_2O_3	3,65	1,65	2,75	1,23	1,31	0,22	0,57	0,61
Cr_2O_3	0,45	0,09	0,47	0,16	0,40	0,13	0,46	0,11
FeO*	8,55	0,68	8,13	0,99	9,36	0,81	8,22	0,93
MnO	0,14	0,05	0,18	0,12	0,17	0,07	0,15	0,12
NiO	0,21	0,06	0,27	0,15	0,27	0,03	0,30	0,09
MgO	38,40	3,19	40,39	2,42	41,19	1,21	44,65	2,38
CaO	2,63	1,43	2,24	1,25	1,25	0,90	0,31	0,37
Na_2O	0,31	0,22	0,25	0,17	0,18	0,07	0,18	0,15
K_2O	0,07	0,07	0,06	0,06	0,03	0,02	0,07	0,08
Количество анализов	49		46		9		17	

Примечание. 1 — Атлантический океан, 2 — Индийский, 3 — Тихий; 4 — активные окраины океанов.

Согласно расчетам валовых средних составов тектонизированных перидотитов (по Пацифике для представительности привлечены все доступные химические анализы из разломов Элтанин и Гаррет) верхние слои мантии молодых океанов сравнительно слабо истощены легкоплавкими компонентами. Наоборот, высокая степень истощения присуща перидотитам активных океанических окраин. Тихоокеанские ультрабазиты занимают промежуточное положение.

Возникновение в Мировом океане петрохимических мегапровинций гипербазитов, отвечающих глобальным неоднородностям верхов подкорового слоя литосферы, наиболее просто и убедительно объясняется вариациями интенсивности геодинамических процессов в различных тектонических структурах дна. Решающая роль, очевидно, принадлежит степени частичного плавления мантийного ультрабазитового субстрата. По-видимому, существует тесная связь между объемом выплавляющихся в зонах спрединга магм (и соответственно степенью истощения перидотитов) и скоростью разрастания океанической коры. Так, приведенные выше данные однозначно говорят о том, что наименее истощенные лерцолиты в океане доминируют в областях с минимальной скоростью спрединга (северная часть Западно-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов, Красноморский рифт, Африканско-Антарктический хребет, приэкваториальная часть Северо-Атлантического хребта). В ряде сегментов Срединно-Атлантического хребта, где скорость разрастания коры в рифтовой зоне заметно повышена, вместе с лерцолитами нередко встречаются или даже преобладают истощенные разности перидотитов. В областях с наибольшими скоростями спрединга (Восточно-Тихоокеанское под-

←

Рис. 5. Распределение лерцолитов и гарцбургитов в морфоструктурах дна Мирового океана

1 — срединно-океанические хребты (выделены оси хребтов и пересекающие их крупнейшие трансформные разломы); *2* — океанические плиты; *3* — вулканические хребты и поднятия; *4* — подводные склоны материков и микроконтиненты; *5* — глубоководные желоба; *6* — островные дуги; *7* — краевые и внутренние моря с корой океанического типа; *8* — соотношение лерцолитов (*а*) и гарцбургитов (*б*) в местах драгировок и в глубоководных скважинах (размер сектора отражает примерную количественную роль разных петрохимических типов пород в конкретных участках дна); *9* — находки железистых перидотитов. Римские цифры — петрохимические провинции гипербазитов: I — молодых океанов, II — Тихоокеанская, III — активных окраин океана. Литературные источники, откуда взяты химические анализы, использованные при составлении схемы, указаны в тексте; количественно-минеральные данные заимствованы из работ [13, 21, 26]

нятие) доминируют гарцбургиты [8, 9]. О значительных масштабах плавления в зонах быстрого спрединга говорят также наличие крупных магматических очагов под Восточно-Тихоокеанским поднятием (в Атлантическом и Индийском океанах они не прослежены геофизическими методами) и химические особенности изливающихся базальтов [10, 21, 24, 26]. Указанная зависимость явилась основой для предположения, что состав перидотитов функционально связан со скоростью диапирового всплывания мантийного вещества в геодинамически активных морфоструктурах дна [14]. Но это не единственное решение. Еще более привлекательно для объяснения причин вариаций интенсивности магматизма предположение, что степень частичного плавления ультраосновного субстрата зависит от первоначальной глубины его подъема из мантии (в схеме адиабатического всплывания диапиров). Детальное обсуждение этих вопросов, однако, выходит за рамки статьи.

Предлагаемая схема, связывающая петрохимические характеристики срединно-океанических перидотитов с интенсивностью геодинамических процессов в зонах спрединга, менее удовлетворительно объясняет особенности состава гарцбургитов активных окраин океанов. Предельная их истощенность при прямых экстраполяциях должна указывать либо на фантастически высокие темпы спрединга (и, как на причину этого, на большую скорость "подтекания" вещества снизу) в задуговых бассейнах, либо на всплывание диапиров под островными дугами из очень глубоких горизонтов мантии (косвенная оценка с помощью геотерм и поверхностей перидотитовых солидусов дает значения порядка 200—250 км). Поскольку скорость выведения мантийных блоков к поверхности по достижении определенной величины (соответствующей чисто адиабатическому процессу) перестает влиять на степень плавления поднимающегося субстрата, первую возможность приходится сразу же отбросить. Наиболее приемлемым решением выглядит увязка химических особенностей гарцбургитов с неоднократным повторным рестированием исходного ультраосновного вещества. Роль глубинности диапиров в таком процессе из-за отсутствия прямых геологических данных в настоящее время неопределенна; однако эта возможность может быть реальной в случае непрерывного плавления и последовательного отделения разных порций жидкости от твердого остатка при всплывании диапира. Фактически в последнем случае химические особенности гарцбургитов активных окраин океана как раз и обусловлены повторным рестированием исходного мантийного вещества независимо от деталей такого процесса. Косвенным подтверждением этого является присутствие в островных дугах Тихого океана марианитов и бонинитов — продуктов плавления сильно истощенных перидотитов [1, 20].

Анализ состава гипербазитов Мирового океана с учетом необратимых аллохимических превращений сильно измененных пород доказывает, что среди них можно выделить три петрохимических типа — лерцолитовый (материал, подвергшийся незначительному плавлению с потерей небольшой части легкоплавких компонентов), гарцбургитовый (сравнительно сильно истощенные породы) и железистых перидотитов (близких к кумулятивным аналогам в расслоенных интрузиях). Распределение химически различающихся образований в структурах дна позволяет наметить в Мировом океане три петрохимические мегапровинции гипербазитов, отвечающие крупным неоднородностям состава подстилающей верхней мантии. Первую из них образуют перидотиты молодых океанов — Атлантического и Индийского, вторую — древнего Тихого океана, третью — породы активных океанических окраин. Основываясь на современных геодинамических моделях, можно предполагать, что возникновение этих провинций связано с вариациями интенсивности магматизма в зонах с различным тектоническим режимом. Относительно низкая степень частичного плавления глубинного материала в рифтах

Атлантического и Индийского океанов определяет сравнительно неистощенный характер передотитов молодых океанов, среди которых преобладают лерцолиты. Значительно более интенсивные тектоно-магматические процессы под Восточно-Тихоокеанским поднятием ведут к заметному обеднению гипербазитов этой существенно гарцбургитовой мегапровинции легкоплавкими компонентами. Особую роль в геодинамике играют активные окраины океанов — системы глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. Детали происходящих здесь процессов далеко не ясны, но особенности перидотитов таких зон доказывают, что исходный субстрат их подвергся предельному истощению, вероятно неоднократному. По петрохимическим характеристикам резко преобладающие гарцбургиты этой мегапровинции сильно отличаются от срединно-океанических аналогов, но сходны с ультрабазитами многих континентальных и островодужных офиолитов. Вместе с тем присутствие в этих же зонах лерцолитов свидетельствует о том, что дифференциация глубинного вещества здесь может осуществляться и по "нормальной" океанической схеме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана / Под ред. Е.Ф. Шнюкова. Киев: Наук. думка, 1984. 167 с.
3. Глубинные разломы океанского дна / Под ред. Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1984. 222 с.
4. *Дмитриев Л.В.* Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973. С. 101—111.
5. *Дмитриев Л.В., Гаранин А.В.* Кремнекислотность океанических гипербазитов и их серпентинизация // Геохимия, 1971. N 3. С. 274—281.
6. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана / Под ред. А.П. Виноградова, Г.Б. Удинцева. М.: Наука, 1972. Т. 1/2. 482 с.
7. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана / Под ред. А.П. Виноградова, Г.Б. Удинцева. М.: Наука, 1974. Т. 3. 232 с.
8. *Лазько Е.Е.* Серпентиниты и габброиды разлома Кларион (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 11. С. 56—68.
9. *Лазько Е.Е., Кашинцев Г.Л., Муравицкая Г.Н.* Перидотиты разлома Хизена (юго-восточная часть Тихого океана) // Изв. Ан СССР. Сер. геол. 1984. N 3. С. 42—53.
10. *Матвеенков В.В.* Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1983. N 4. С. 26—36.
11. Осадкообразование и магматизм океана / Под ред. П.Л. Безрукова. М.: Наука, 1979. 415 с.
12. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. 262 с.
13. *Плошко В.В., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М.* и др. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш // Океанология. 1969. N 5. С. 808—833.
14. *Савельева Г.Н.* Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна // Геохимия. 1984. N 5. С. 691—704.
15. *Штейнберг Д.С., Чащухин И.С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 308 с.
16. *Щека С.А., Куренцова Н.А., Волынец О.Н.* Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов // Типоморфные особенности породообразующих минералов. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 5—41.
17. *Aumento F., Loubat H.* The Mid-Atlantic ridge near 45°N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 6. P. 631—663.
18. *Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* Equatorial Mid-Atlantic ridge: petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpinetype rock assemblage // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9, N 3. P. 247—256.
19. *Bowin C.O., Nalwalk A.J., Hersey J.B.* Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto-Rico trench // Geol. Soc. Amer. Bull. 1966. Vol. 77, N 3. P. 257—270.
20. *Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A.* Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65, N 1. P. 75—89.
21. *Dick H.G.B., Fisher R.L., Bryan W.B.* Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-oceanic ridges // Ibid. 1984. Vol. 69, N 1. P. 88—106.
22. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73, N 1. P. 91—104. 1977. 1008 p.
23. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 45 / Ed. J.D. Shambach. Wash.: US Gov. print. off., 1979. 717 p.
24. *Lewis B.T.R.* Constraints on the structure of the East Pacific Rise from gravity // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N B-10. P. 8491—8500.
25. *Melson W.G., Hart S.R., Thompson G.* St. Paul's rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implication of sea-floor spreading // Geol. Soc. Amer. Mem. 1972. N 132. P. 241—273.
26. *Michael P.J., Bonatti E.* Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73, N 1. P. 91—104.

27. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° north latitude // Contribs Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 23, N 2. P. 117—127.

28. *Prinz M., Keil K., Green J.A.* et al. Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zonis // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4087—4103.

УДК 552.30

Б.П. ЗОЛОТАРЕВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ ВТОРОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

(опыт выделения вулканических формаций в Тихом и Атлантическом океанах)

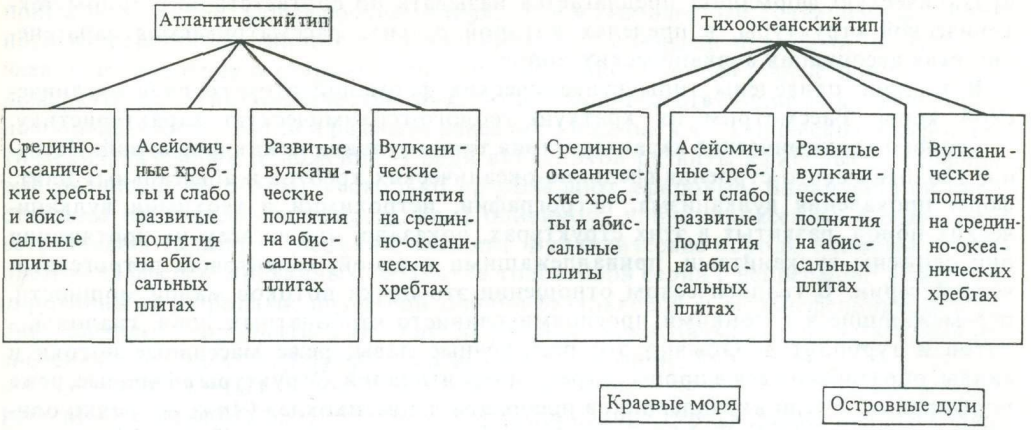
К середине XX в. были разработаны основные положения учения о геологических формациях, главным образом применительно к осадочным породам [13, 14]. Первая систематизация магматических формаций была предложена Ю.А. Кузнецовым в 1964 г. [5]. В последующий период появились детальные работы, посвященные описанию базальтовых формаций [7, 8]. Однако в них основное внимание уделено формациям континентальных областей. В данной работе на примерах Атлантического и Тихого океанов рассматриваются вулканические формации второго слоя океанической коры. В ее основе лежат материалы, полученные автором в ряде рейсов б/с "Гломар Челленджер", НИС "Дмитрий Менделеев", а также во время экспедиционных и рекогносцировочных работ в Исландии, на о-вах Зеленого Мыса, Галапагосском и Гавайском архипелагах, на островах Кокос и Мадейра. Выводы автора основаны на геологических наблюдениях, петрографическом исследовании вулканических пород и петрохимическом анализе. Естественно, что учтены все доступные автору публикации.

В статье рассматриваются следующие вопросы: 1) принципы выделения вулканических формаций; 2) тектоническое районирование Атлантического и Тихого океанов; 3) геолого-геохимическая характеристика вулканических формаций второго слоя океанической коры; 4) петрогенетические следствия.

Принципы выделения вулканических формаций. Следуя принципу Н.П. Хераскова [13], вулканические формации выделялись как естественные ассоциации горных пород, отдельные члены которых парагенетически тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении. Рассмотрение геологического строения различных участков океанического дна и островных систем, развитых в океане, и петрографо-петрохимических особенностей вулканических пород позволило прийти к выводу, что существует несколько устойчивых парагенетических ассоциаций вулканических пород. Эти ассоциации различны по своим геолого-петрохимическим характеристикам и многократно повторяются в пространстве Мирового океана. Оказалось, что каждая из них в отдельности приурочена к определенному типу тектонической структуры и образует как бы отдельное геологическое тело, формирующее данную структуру. Линейная и площадная размерности этих тел различны. Временные интервалы их формирования также различны. Таким образом, пространственная протяженность конкретной вулканической формации определяется пространственной протяженностью тектонической структуры, которую она формирует, а ее возрастной интервал — временем геодинамической жизни этой структуры, т.е. вулканические формации второго слоя океанической коры могут быть разномасштабными как в пространственном, так и во временном отношении.

Тектоническое районирование Атлантического и Тихого океанов. В структурно-тектоническом отношении дно Мирового океана характеризуется большой неоднородностью [9—12]. Естестенно, что различные тектонические структуры Мирового океана характеризуются различным геодинамическим режимом, который в

Типы вулканических формаций второго слоя океанической коры



Примечание. Детальная геолого-петрохимическая характеристика вулканических формаций второго слоя океанической коры Атлантического и Тихого океанов опубликована ранее [1].

значительной мере определяется крупномасштабными эндогенными процессами, приводящими к геодинамическим напряжениям в литосфере. Каковы же эти напряжения? Прежде всего это динамические напряжения растяжения с образованием рифтовых систем и трещинным проявлением вулканизма. Затем это динамические напряжения вертикальных движений, связанные с диапиризмом и сочетающие в себе проявления трещинного вулканизма (на раннем этапе) с вулканизмом центрального типа. Существуют также напряжения сдвигового характера, приводящие к образованию так называемых трансформных разломов и сопровождающиеся локально проявленным вулканизмом как трещинного, так и центрального типа, а также активизацией гидротермальной деятельности. Наконец, существуют динамические напряжения сжатия, с которыми связано образование разломов, горстов, надвигов и скучивание океанической коры.

Какие же тектонические структуры можно выделить в рассматриваемых океанах? В Атлантическом океане выделяются срединно-океанический хребет с его склонами, абиссальные плиты с их склонами, вулканические поднятия на срединно-океанических хребтах, вулканические поднятия на склонах срединно-океанических хребтов и абиссальных плит, асейсмичные хребты и слабо развитые и развитые вулканические поднятия на абиссальных плитах [1, рис. 1].

Следует обратить внимание на планетарные неоднородности в строении Атлантического и Тихого океанов, на которые указывал Ю.М. Пущаровский [10]. Во-первых, это значительные различия в площадях и возрасте океанов. Во-вторых, это наличие краевых морей, островных дуг и активных окраин в Тихом океане и их отсутствие в Атлантическом. По поводу активных окраин существует мнение Г.Б. Удинцева [12], которое заключается в том, что в Атлантическом океане также существуют тектонически активные окраины, которые в геодинамическом отношении резко отличаются от тектонических окраин Тихого океана. Планетарная неоднородность привела к тому, что более молодой Атлантический океан оказался в тектоническом отношении проще устроенным по сравнению с Тихим океаном.

В Тихом океане выделяются практически те же структуры. Кроме того, в нем имеются островные дуги с глубоководными желобами и краевые моря [1, рис. 2]. Поскольку некоторые тектонические структуры являются долгоживущими и претерпевают различные стадии формирования, которым соответствуют различные петрогенетические серии вулканических пород, то название вулканической форма-

ции невозможно дать по петрогенетической классификации. В данном случае вулканическую формацию предлагается называть по соответствию с типом тектонической структуры, в пределах которой развита рассматриваемая парагенетическая ассоциация вулканических пород.

В таблице приведены типы вулканических формаций второго слоя океанической коры. Рассмотрим их краткую геолого-геохимическую характеристику.

Геолого-геохимическая характеристика типов вулканических формаций. Изучение геологического строения срединно-океанических хребтов и абиссальных плит, форм проявления вулканизма, петрографии, петрохимии и геохимии вулканических пород, развитых в этих структурах, показало, что на всем их протяжении они сложены вулканитами, принадлежащими к одной, толеитовой, петрогенетической серии. В геологическом отношении это пачки потоков малой мощности, перемежающиеся с тонкими прослоями глинисто-карбонатных илов, гиалокластитов и турбидитов. Обычно это подушечные лавы, реже массивные потоки и силлы, образовавшиеся в процессе трещинных излияний. Структуры афировые, реже порфировые. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (An_{70-80}), редко оливин и клинопироксен. Дифференциация очень слабо проявлена. Тип дифференциации одномодальный. Модальные значения реперных петрогенных элементов следующие: $SiO_2 = 48{,}7 \pm 1{,}2$; $TiO_2 = 1{,}5 \pm 0{,}40$; $FeO/MgO = 1{,}3$; $Na_2O/K_2O = 10 \div 15$. Интервал формирования вулканических пород второго слоя океанической коры срединных хребтов и абиссальных плит поздняя юра — голоцен.

Вулканические поднятия на срединно-океанических хребтах сформировались за счет проявления вулканизма, связанного с глубинным диапиризмом. Они сложены контрастно дифференцированными породами, принадлежащими к двум сериям — толеитовой и щелочной оливин-базальтовой. В течение всей геологической истории структуры в ней сочетаются две формы проявления вулканизма — трещинная и центрального типа. На раннем этапе вулканитам сопутствуют маломощные прослои подводных карбонатных осадков, которые затем сменяются туфами, вулканокластическими песками, гиалокластитами и другими вулканогенно-обломочными субаэральными отложениями. Среди вулканитов развиты как афировые, так и порфировые разности. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{60-80}, An_{40}), оливином, клинопироксеном, кварцем и калишпатом. Тип дифференциации двумодальный. Модальные значения реперных петрогенных элементов следующие: $SiO_2 = 47{,}7 \pm 1{,}8$; $TiO_2 = 2{,}4 \pm 0{,}6$; $FeO/MgO = 3$; $Na_2O/K_2O = 4{,}5$; $SiO_2 = 72{,}6 \pm 2{,}1$; $TiO_2 = 0{,}23 \pm 0{,}05$; $FeO/MgO = 16$; $Na_2O/K_2O = 1{,}2$. Время формирования структуры от миоцена до настоящего времени.

Асейсмичные хребты и слабо развитые вулканические поднятия на абиссальных плитах сложены вулканитами, образовавшимися в результате проявления трещинного (на раннем этапе) и центрального типов вулканизма. Здесь развиты слабо дифференцированные щелочные оливиновые базальты в сочетании с толеитами и карбонатными осадочными породами различной глубинности. Могут присутствовать гиалокластиты и субаэральные вулканогенно-осадочные породы. Структуры вулканических пород характеризуются как порфировым, так и афировым сложением. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{70-80}, An_{50}), оливином и редко встречающимся калишпатом. Тип дифференциации одномодальный. Модальные значения реперных породообразующих элементов следующие: $SiO_2 = 48{,}7 \pm 1{,}5$; $TiO_2 = 2{,}25 \pm 0{,}45$; $FeO/MgO = 1{,}85$; $Na_2O/K_2O = 3{,}2$. Время формирования структуры поздний мел — палеоген.

Развитые вулканические поднятия, сформированные на абиссальных плитах, в геологическом отношении построены более сложно. В них также сочетается трещинный вулканизм (на раннем этапе) с вулканизмом центрального типа. В геологической истории этих структур выделяется несколько стадий: 1) ранняя стадия подводного вулканизма (трещинный тип) с соответствующими ей достаточно глубоководными карбонатными породами; 2) щитовой вулканизм централь-

ного типа с гиалокластитами и мелководно-осадочными породами, сопровождающийся процессами кальдерообразования; 3) посткальдерный вулканизм центрального и трещинного типов с субаэральными туфогенными породами. В ряде случаев в докальдерную стадию образуются вулканогенно-осадочные породы (конгломераты, вулканокластические микститы), свидетельствующие о кратковременном опускании поднятий и размыве ранее образованных вулканических и пирокластических наземных отложений. Среди вулканитов развиты афировые и порфировые разности, по объему несколько преобладают афировые. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{60-80}, An_{45}), оливином, клинопироксеном. Кроме того, встречаются калишпат, нефелин, мелилит. Вулканические породы сложены сочетанием недифференцированных базальтов толеитовой серии с непрерывно дифференцированными породами щелочной оливин-базальтовой и меланефелинитовой серий, иногда с карбонатитами. Тип дифференциации двумодальный. Модальные значения реперных петрогенных элементов следующие: $SiO_2 = 49{,}8 \pm 2{,}1$; $TiO_2 = 3{,}1 \pm 0{,}7$; $FeO/MgO = 2{,}15$; $Na_2O/K_2O = 2{,}6$; $SiO_2 = 57{,}5 \pm 0{,}6$; $TiO_2 = 0{,}9 \pm 0{,}3$; $FeO/MgO = 5$; $Na_2O/K_2O = 2$. Время формирования структуры от позднего мела до настоящего времени.

Во всех описанных случаях тип коры океанический, а инициальный вулканизм по химизму носит толеитовый характер. Это однозначно свидетельствует о том, что все рассмотренные структуры заложены на океаническом фундаменте.

Островные дуги, развитые преимущественно в периферической части Тихого океана, сложены вулканическими породами, сформировавшимися в результате проявления вулканизма трещинного (на раннем этапе) и центрального типов. Здесь развиты породы дифференцированных толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий в понимании Х. Куно [16]. Тип дифференциации — слабо проявленный двумодальный с резким преобладанием андезито-базальтов. Вулканитам сопутствуют вулканотерригенные породы субаэральной фации. Тип коры океанический и субконтинентальный. Детально химизм пород этого типа структур был рассмотрен автором на примере Курильской островной дуги [4]. Были установлены закономерная смена химизма базальтоидов вдоль простирания островной дуги и прямая корреляционная зависимость увеличения щелочности пород (особенно калия) от мощности консолидированной коры. Этот тип структур формируется с позднего мела по настоящее время.

Краевые моря Тихого океана характеризуются сочетанием вулканических пород океанического типа (недифференцированные толеиты) с породами континентального типа (дифференцированные щелочные и субщелочные породы). В этих структурах развиты также вулканоплутонические комплексы с интрузивными породами гранитного ряда. Сопутствующие осадочные породы принадлежат к различным фациальным типам [1]. Однако в силу слабой геологической изученности ложа краевых морей говорить о петрохимической эволюции вулканических пород, слагающих его, пока преждевременно.

Выше было показано, что вулканические породы, слагающие второй слой океанической коры, в различных структурах океанического ложа образуют разные и в то же время закономерные ассоциации, которые характеризуются значительной спецификой химизма. На трехкомпонентной диаграмме *AFM* в генерализованном виде показана эта специфика (рис. 1). Она заключается в том, что вулканические породы срединно-океанических хребтов и абиссальных плит дифференцируются с соответствии с "феннеровским" трендом эволюции расплавов, в то время как для пород развитых поднятий на абиссальных плитах характерен "боуэновский" тренд. Вулканиты асейсмичных хребтов и слабо развитых поднятий на абиссальных плитах по эволюционному тренду занимают промежуточное положение. Породы, слагающие поднятия на срединно-океанических хребтах, характеризуются двумя трендами эволюции расплавов — хорошо выраженным "феннеровским" и слабо — "боуэновским". Это может быть объяснено, с одной

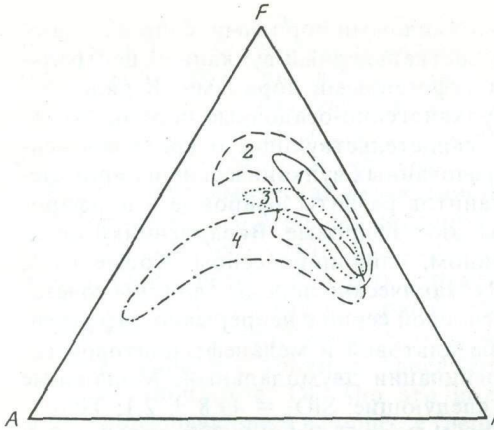


Рис. 1. Трехкомпонентная диаграмма *AFM*

Поля составов вулканических пород: *1* — срединно-океанических хребтов и абиссальных плит, *2* — вулканических поднятий на срединно-океанических хребтах, *3* — асейсмичных хребтов и слабо развитых поднятий на абиссальных плитах, *4* — развитых поднятий на абиссальных плитах

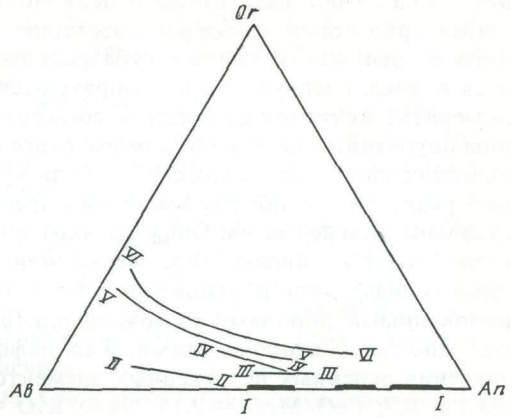


Рис. 2. Трехкомпонентная диаграмма *Ab—Or—An* (по Р. Экиняну [15], с дополнениями)

I — срединно-океанические хребты и абиссальные плиты; *II* — поднятие Сьерра-Леоне; *III* — Китовый хребет; *IV* — поднятие Риу-Гранди; *V* — Гавайское поднятие; *VI* — о-в Кокос

стороны, тем, что первичные расплавы в этих структурах имели различный состав, а с другой — тем, что способы и степень дифференциации расплавов были различными. Интересную информацию дает трехкомпонентная диаграмма состава фельдшпатоидов, построенная в координатах альбит (*Ab*) — ортоклаз (*Or*) — анортит (*An*). Из этой диаграммы видно, что состав фельдшпатоидов в вулканических породах, развитых в разных тектонических структурах океана, различен (рис. 2). Эти различия являются следствием разного состава первичных расплавов и одновременно с этим отражают увеличение параметров температуры и давления их солидуса в сторону увеличения ортоклазовой компоненты на диаграмме *Ab–Or–An*.

Распределение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных по хондриту, вскрыло, по существу, два геохимических тренда. Один из них характеризует слабо дифференцированные толеитовые серии, развитые в срединно-океанических хребтах и на абиссальных плитах. Для него характерно обеднение легкими и тяжелыми элементами (рис. 3). Другой свойствен субщелочным и щелочным сериям, формирующим различного рода внутриокеанические поднятия. Этот тренд отражает обогащение легкими лантаноидами с одновременным увеличением концентраций всех РЗЭ (рис. 4). В то же время для обоих трендов характерен достаточно широкий разброс концентраций конкретных элементов. Это обстоятельство, по-видимому, отражает латеральную неоднородность в вещественном составе мантии, на что неоднократно указывал Ю.М. Пущаровский [9, 10]. В то же время наличие различных трендов распределения РЗЭ наряду с петрохимическими особенностями вулканитов, развитых в разных структурах океанического ложа, свидетельствует о вертикальной неоднородности мантии.

На рис. 5 приведены средние содержания РЗЭ в базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), нормированные по среднему составу океанических толеитов, по хондриту, океаническому лерцолиту и некоторым породообразующим минералам. Интерпретация этой диаграммы позволяет по степени приближения кривых к единичным значениям судить о составе субстрата, из которого выплавлялся первичный магматический расплав. Судя по этой диаграмме, толеиты ВТП выплавлялись из лерцолита. В плавление главным образом вовлекался клинопироксен лерцолита. Обогащение щелочных и субщелочных пород океанических поднятий

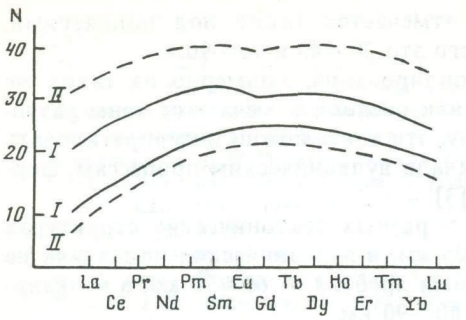


Рис. 3

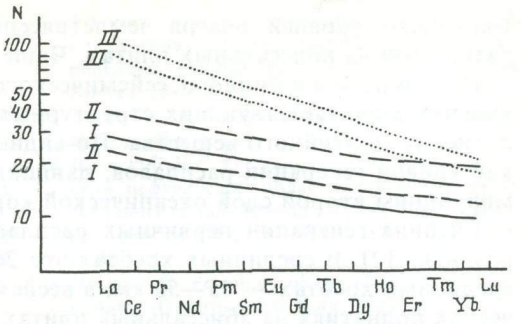


Рис. 4

Рис. 3. Вариационная диаграмма нормированных отношений РЗЭ (по Р. Экиняну [15], с дополнениями)

Базальты: *I* — Срединно-Атлантического хребта и прилегающих к нему абиссальных плит, *II* — Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилегающих к нему абиссальных плит. *N* — отношение концентраций РЗЭ к их концентрациям в хондрите

Рис. 4. Вариационная диаграмма нормированных отношений РЗЭ для некоторых внутриокеанических поднятий (по Р. Экиняну [15], с дополнениями)

I — поднятие Дискавери; *II* — Китовый хребет; *III* — о-в Кокос; *N* — то же, что и на рис. 5

Рис. 5. Вариационная диаграмма РЗЭ, нормированных по некоторым типам пород и главным породообразующим минералам

I — средний океанический толеит; *II* — клинопироксен из лерцолита; *III* — лерцолит; *IV* — силикатная фаза хондрита; *V* — гранат из гранатового лерцолита; *VI* — плагиоклаз из лерцолита; *N* – то же, что и на рис. 5

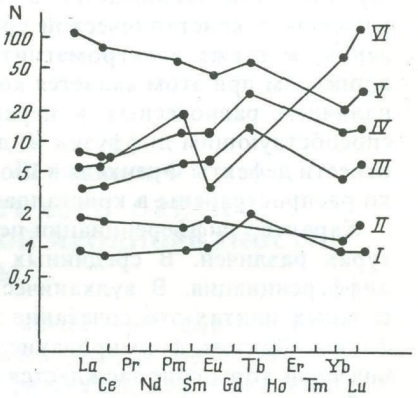


Рис. 5

легкими лантаноидами свидетельствует о том, что в этом случае первичный расплав образовался за счет селективного плавления более глубинной гранатовой фации лерцолита. При этом в первую очередь плавились гранат и клинопироксен.

Петрогенетические следствия. В предыдущем разделе приведена сравнительная характеристика основных геолого-геохимических особенностей вулканических формаций второго слоя океанической коры. Из приведенного материала видно, что выделенные формации являются производными определенных физико-химических условий возникновения первичных расплавов и их реализации в процессе становления парагенетических ассоциаций вулканических пород. Какова же петрогенетическая интерпретация этих условий?

Все рассмотренные тектонические структуры, за исключением островных дуг и краевых морей, сформировались на коре океанического типа. Мощность коры возрастает в ряду структур: срединно-океанические хребты и абиссальные плиты → вулканические поднятия на срединно-океанических хребтах → асейсмичные хребты и слабо развитые вулканические поднятия на абиссальных плитах → развитые вулканические поднятия на абиссальных плитах [1]. Во всех случаях источником первичных расплавов является мантийный субстрат — лерцолит различных глубинных фаций: плагиоклазовый, шпинелевый и шпинель-гранатовый.

Сейсмологическими наблюдениями установлено, что в различных тектонических структурах океана очаги землетрясений расположены на разных глубинных уровнях. Так, в районах срединно-океанических хребтов фиксируются мелкофокусные землетрясения с глубиной очагов, расположенных в пределах 10—30 км. Глубина очагов землетрясений под поднятиями, развитыми на срединно-океанических хребтах, расположена на нескольких глубинных уровнях: 5—10, 20—30 и 40—60 км.

Несколько уровней очагов землетрясений отмечается также под поднятиями, развитыми на абиссальных плитах. Чаще всего это 30—40 и 70—90 км.

По данным глубинного сейсмического зондирования, примерно на таких же уровнях в соответствующих структурных зонах океанов отмечаются зоны разуплотнения мантийного вещества. По-видимому, эти зоны можно интерпретировать как уровни генерации расплавов, дающих начало вулканическим процессам, формирующим второй слой океанической коры [3].

Глубина генерации первичных расплавов в разных тектонических структурах различна [2]. В срединных хребтах это 20—25 км, в вулканических поднятиях на срединных хребтах — 45—50 км, в асейсмичных хребтах — 60—70 км, в вулканических поднятиях на абиссальных плитах — 60—90 км.

Плавление первичного субстрата во всех случаях селективное. Маханизм отделения расплава в мантийных условиях был предложен В.А. Кутолиным в 1977 г. [6]. Его суть заключается в диффузионном перемещении мельчайших капелек расплава в кристаллической среде под влиянием градиентов температуры и давления, а также электромагнитного и гравитационного полей Земли. Ведущим процессом при этом является коалесценция капель расплава, которая определяется наличием равновесных и неравновесных вакансий в кристаллах. К факторам, способствующим диффузии жидкой фазы в кристаллах и ее коалесценции, следует отнести дефекты Френкеля и Шоттки, а также винтовые дислокации, которые широко распространены в кристаллах.

Характер дифференциации первичных расплавов в разных тектонических структурах различен. В срединных и асейсмичных хребтах это кристаллизационная дифференциация. В вулканических поднятиях на срединных хребтах и на абиссальных плитах это сочетание кристаллизационной дифференциации и ликвации. Таким образом, формирование рядов вулканических формаций второго слоя океанической коры сопровождается изменением типа проявления вулканизма (трещинный сменяется центральным) с одновременным утолщением океанической коры и заглублением первичных очагов магмообразования. В такой же последовательности увеличивается щелочность первичных расплавов.

Возвращаясь к проблеме неоднородности состава мантийного субстрата, следует отметить, что существует два типа неоднородности — вертикальная и латеральная. Вертикальная неоднородность строго доказана работами по экспериментальной петрологии и иллюстрируется полями устойчивости равновесно сосуществующих парагенезисов минералов при разных параметрах температуры и давления. Она подтверждается эмпирически работами по композиционному моделированию строения верхней мантии. Этот тип неоднородности имеет фундаментальное значение и ответствен за формирование первичных расплавов разных формационных типов. Латеральная неоднородность доказана эмпирически и иллюстрируется размерностью полей фигуративных точек на некоторых петрохимических диаграммах (см. рис. 3) и значительной шириной полей геохимических трендов на вариационных диаграммах распределения РЗЭ (см. рис. 5).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Золотарев Б.П.* Вулканические формации второго слоя океанической коры // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 136—146.
2. *Золотарев Б.П., Кашинцев Г.Л., Сердобова Л.И.* Геологическое строение о. Кокос (Тихий океан) и петрология слагающих его пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 6. С. 39—50.
3. *Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. N 1. С. 22—25.
4. *Золотарев Б.П., Соболев С.Ф.* Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 171—192.
5. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с.
6. *Кутолин В.А.* Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов // Геология и геофизика. 1977. N 8. С. 3—10.
7. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петро-

логии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
8. *Масайтис В.Л., Остроумова А.С., Розинов М.И., Румянцева Н.А.* Главные типы базальтовых формаций // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974. С. 35—48.
9. *Пущаровский Ю.М.* О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 13—18.
10. *Пущаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. N 5. С. 3—16.
11. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пущаровский Ю.М.* Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 104—114.
12. *Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гордин В.М.* Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан—континент // Геотектоника. 1980. N 2. С. 13—26.
13. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
14. *Шатский Н.С.* Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и степных частей западного склона Южного Урала // Материалы по геологии СССР. Н.С. 1945. Вып. 2(6). С. 26—54.
15. *Hekinian R.* Petrology of the Ocean floor. Amsterdam—Oxford—New York, 1982. 395 p.
16. *Kuno H.* Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs // Geol. Surv. Canada. 1966. Vol. 2. P. 247—274.

УДК 550.42+552.11

И.Н. ГОВОРОВ, Э.Д. ГОЛУБЕВА, А.А.СТРИЖКОВА

БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ТИХОГО ОКЕАНА И ПРОБЛЕМА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Базальтовый магматизм океанов — наиболее яркая черта фанерозойской истории нашей планеты и по своим масштабам превосходит все проявления эндогенных процессов, которые имели место после образования архейских ядер континентов. Благодаря развитию работ по глубоководному бурению и драгированию в последние десятилетия получен обширный материал по геологии и петрохимии океанических базальтов, который позволяет не только выделить характерные типы этих пород и наметить петрохимические провинции в ложе океанов, но и подойти к моделированию состава и строения глубоких слоев тектоносферы океанов, ее вертикальных и латеральных неоднородностей, определяющих возникновение различных петрогеохимических провинций и их возможной рудной специализации.

Петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение собранных авторами образцов пород и обобщение литературных данных показали, что по характеру базальтоидного магматизма Тихий океан существенно отличается от Атлантического и Индийского, причем эти отличия касаются не только щелочно-базальтового магматизма островов и подводных гор, что уже отмечалось ранее, но и толеитов срединно-океанических хребтов. Если толеиты Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов в основной своей массе достаточно близки к среднему составу океанического толеита [11], то Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) в пределах всей его северной части, начиная с Галапагосских островов, сложено толеитами специфического состава — ферротитанистыми базальтами [15, 28], или, как мы их будем называть, ферротолеитами MORB. В южной же части ВТП распространены обычные толеиты [38], близкие к среднему составу толеитов срединно-океанических хребтов (толеиты MORB). Помимо толеитов и ферротолеитов MORB, в пределах относительно древних (меловых) структур ложа Тихого океана — впадины Науру и поднятия Манихики глубоководным бурением (соответственно скв. 462А и 317А) вскрыты толеиты, характеризующиеся пониженными по сравнению с типичными толеитами MORB содержаниями Ti, Na и некоторых литофильных микроэле-

Средний химический состав геохимических типов базальтов Тихого океана (окислы в мас.%, элементы в г/т)

Компонент	I (55)	II (55)	IIд (30)	III (77)	IV (181)	V (6)	VI (28)	VIг (33)	VII (10)	VIIIт (5)	VIIIф (5)
SiO_2	50,33	49,05	50,23	49,04	49,36	48,16	46,46	48,60	40,93	48,69	55,81
TiO_2	1,16	2,03	2,64	0,98	2,50	1,73	3,01	3,16	4,49	2,57	0,26
Al_2O_3	15,14	13,92	12,62	12,48	13,94	17,06	14,64	16,49	11,76	17,22	22,00
Fe_2O_3	2,70	3,73	—	4,19	3,03	1,60	3,27	4,19	2,89	3,94	1,68
FeO	7,38	8,04	13,94	6,66	8,53	7,04	9,11	7,40	11,17	5,23	0,89
MnO	0,16	0,18	0,25	0,24	0,16	0,16	0,14	0,18	0,20	0,12	0,06
MgO	7,78	7,22	5,83	8,18	8,44	7,43	8,19	4,70	11,79	3,81	0,21
CaO	11,60	11,27	9,91	11,20	10,30	11,27	10,33	7,79	9,96	6,03	0,93
Na_2O	2,37	2,71	2,67	1,88	2,13	2,96	2,92	4,43	3,28	5,77	9,26
K_2O	0,11	0,13	0,13	0,12	0,38	0,74	0,84	1,60	1,77	3,91	5,45
P_2O_5	0,12	0,12	0,26	0,14	0,26	0,26	0,37	0,72	0,55	1,26	0,02
П.п.п.	1,20	1,48	1,02	4,31	—	0,84	—	—	0,55	0,96	2,63
Сумма	100,05	99,88	99,50	99,42	99,03	99,25	99,28	98,26	99,34	99,51	99,20
f	41,4	47,0	57,3	41,4	42,8	39,0	45,2	57,1	39,6	56,4	86,5
Rb	1,8	2,7	1,2	7,2	9,0	9,8	19,3	46,9	51,0	—	—
Sr	74	110	96	102	330	252	599	800	1018	—	—
Ba	18,4	26,7	13,1	8,4	137	86	370	540	593	—	—
Zr	63	128	192	73	—	136	183	367	318	—	—
Nb	5,7	7,6	8,1	15	—	—	32	50	81	—	—
Ni	109	83	51	115	227	97	124	99	440	—	—
Co	79	54	71	53	58	—	63	40	53	—	—
Cr	309	253	95	300	406	249	228	75	240	—	—
V	308	350	390	258	—	—	335	174	240	—	—
La	2,85	4,16	7,50	3,15	7,20	11,2	24,8	31,6	69,2	—	—
Ce	8,14	12,2	21,9	7,44	25,8	25,5	54,3	100	152	—	—
Sm	2,71	4,82	6,50	2,31	4,9	4,07	6,43	13,2	13,5	—	—
Eu	1,00	1,82	2,18	0,84	1,77	1,41	2,30	4,3	3,25	—	—
Tb	0,60	1,21	1,58	0,60	0,85	1,02	1,03	1,63	—	—	—
Yb	2,79	4,77	6,50	2,39	1,85	2,91	1,88	2,74	2,95	—	—
Lu	0,41	0,82	1,00	0,37	0,30	0,42	0,27	0,43	0,41	—	—

Примечание. I — толеиты MORB; II — ферротолеиты MORB; IIд — ферротолеиты MORB дифференцированные; III — толеиты PIP; IV — толеиты гавайского типа; V — субщелочные (переходные) базальты; VI — щелочные базальты гавайского типа; VIг — гавайиты; VII — нефелиновые базаниты Самоа; VIIIт — таититы; VIIIф — фонолиты. В скобках — количество анализов. $f=100 \cdot Fe/(Fe+Mg)$, ат. %. Средние содержания вычислены с использованием оригинальных и опубликованных [7, 23, 27, 29—35, 38, 41, 43—48] данных.

ментов (см. таблицу). Эти породы нами будут именоваться примитивными внутриплитными толеитами.

В качестве четвертого типа тихоокеанских толеитов выделяются широко известные по работам Г.А. Макдональда и других исследователей [29, 41, 44, 48] толеиты Гавайских островов, распространенные, как показало глубоководное бурение [33], и в пределах Императорского подводного хребта. В состав гавайского толеитового комплекса, слагающего до 99% объема изученных наземных и подводных вулканических построек, входят породы непрерывной серии от толеитовых пикритов (19—21% MgO) до пересыщенных (кварцнормативных) толеитов (6,5—7% MgO), причем породный состав этой серии остается постоянным на протяжении всего периода ее формирования от конца раннего мела в Императорском хребте до настоящего времени на Гавайских островах. Толеиты гавайского типа встречены на островах Самоа, Таити, Каролинских, Маркус-Неккер и др., но здесь они занимают подчиненное положение по отношению к породам щелочнобазальтовых серий.

Как видно из таблицы, выделенные типы толеитов характеризуются в общем невысоким содержанием щелочей, но существенно отличаются по содержанию Fe, Ti и микроэлементов. Наиболее высокие концентрации Fe и Ti имеют ферротолеиты MORB. По содержанию микроэлементов фемафильной группы они подразделяются на два подтипа: ферротолеиты с высоким содержанием Ni и Cr, близкие к составу исходной мантийной магмы, и дифференцированные ферротолеиты с пониженным содержанием Mg, Ni и Cr и повышенным — Co и V. В дифференцированных толеитах с ростом содержания Fe и коэффициента железистости происходит резкое увеличение содержания Ti, Zr и редкоземельных элементов (РЗЭ), в то время как содержания щелочей, Rb, Sr, Ba остаются на низком уровне, характерном для толеитов MORB. Особенно примечательно, что и концентрации РЗЭ, возрастая с увеличением железистости пород, не меняют при этом своих соотношений в сторону накопления более легких элементов и сохраняют отрицательную европиевую аномалию (рис. 1). Напротив, с увеличением железистости пород, т.е. в процессе дифференциации исходной магмы, происходит накопление тяжелых РЗЭ относительно легких, а сама исходная магма, судя по результатам анализов ферротолеитов скв. 482 и 485А, первоначально имела повышенное содержание тяжелых РЗЭ. По уровню концентрации РЗЭ ферробазальты Тихого океана более всего сходны с морскими базальтами Луны [1] (см. рис. 1).

В противоположность ферротолеитам MORB примитивные толеиты относительно древних (меловых) структур даже при повышенной железистости имеют очень низкое содержание Ti и РЗЭ, причем распределение последних близко к хондритовому (прямолинейность графика), что отличает толеиты PIP как от толеитов, так и от ферротолеитов MORB.

Толеиты гавайского типа отличаются от описанных толеитов небольшим повышением содержания K, непропорциональным этому повышению высоким содержанием Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, характером распределения РЗЭ. Примечательно распределение РЗЭ. Оно выражается в обогащении толеитов легкими и обеднении тяжелыми элементами, т.е. отвечает породам повышенной щелочности.

Все эти петрогеохимические особенности тихоокеанских толеитов указывают на то, что состав пород, особенно в части малых и акцессорных химических элементов, определялся в первую очередь составом субстратов, в которых зарождались материнские магмы, а процессы дифференциации магм играли второстепенную роль.

Щелочные базальты, распространенные на островах и в подводных хребтах Тихого океана, подразделены нами на четыре главных типа: 1) субщелочные (V), переходные между толеитами MORB и толеитами гавайского типа (IV); 2) дифференцированные щелочные базальты гавайского типа (VI); 3) нефелиновые базаниты и базальты самоанского типа (VII); 4) таититы и фонолиты (VIII). Средние составы перечисленных типов приведены в таблице, графики распределения РЗЭ показаны на рис. 1. Как видно из этих данных, субщелочные (переходные) базальты (V) хотя и содержат больше Na и K, чем соответствующие им по содержанию Mg толеиты гавайского типа, но имеют более низкие концентрации литофильных микроэлементов (Sr, Ba, Zr) и менее обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ. Субщелочные (переходные) базальты достаточно широко распространены. Они встречаются в пределах ВТП, где и были выделены в самостоятельный тип Р. Батизой с соавторами [27], в Северо-Восточной котловине, на возвышенности Шатского, в Северо-Западной котловине и в глубоководных впадинах, примыкающих к склонам ВТП в его южной половине.

Щелочные базальты VI типа широко распространены на Гавайских островах и на подводных возвышенностях Императорского хребта, хотя они и слагают здесь не более 1—2% объема вулканических построек. Дифференцированная се-

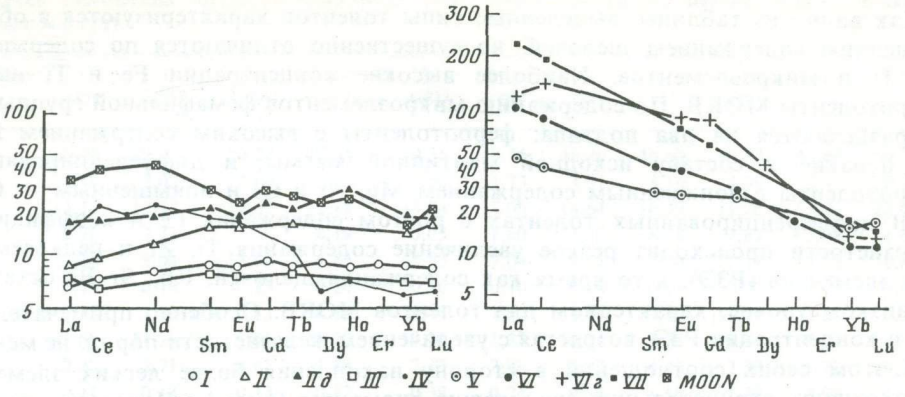


Рис. 1. Соотношение РЗЭ в базальтах Тихого океана

I — толеиты MORB; *II* — ферротолеиты MORB; *IIд* — ферротолеиты MORB дифференцированные; *III* — толеиты PIP; *IV* — толеиты гавайского типа; *V* — субщелочные (переходные) базальты; *VI* — щелочные базальты гавайского типа, *VIг* — гавайиты; *VII* — нефелиновые базальты Самоа; MOON — морские базальты Луны [1]. Содержания РЗЭ нормализованы по углистому хондриту

рия этого типа, включающая щелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, бенмореиты, трахиты, развита и в других структурах ложа океана: в хребтах Маркус-Неккер и Лайн, в Срединно-Тихоокеанских и Магеллановых горах, на Каролинских и Маршалловых островах, в Полинезии, на островах Пасхи и Сала-и-Гомес. При этом в наиболее хорошо изученных структурах, таких, как хребет Лайн, Каролинские острова [45], острова Полинезии [36, 37, 46, 47], в противоположность Гавайско-Императорской структуре щелочные оливиновые базальты преобладают над толеитами гавайского типа. Другие же члены дифференцированной серии находятся и здесь в подчиненном количестве. Таким образом, если на Гавайских островах ранняя стадия вулканизма (формирование щитовых вулканов) представлена наиболее интенсивными толеитовыми излияниями, а щелочные базальты появляются в небольшом количестве только после образования кальдер обрушения [44], то в других структурах интенсивный щелочнобазальтовый вулканизм соответствует ранней стадии образования щитовых построек [45]. Общая особенность всех областей проявления вулканизма гавайского типа состоит в том, что наиболее недосыщенные кремнекислотой породы (нефелиниты, нефелиновые базаниты, фонолиты, щелочные трахиты) образуются на заключительной стадии, после длительного периода эрозии вулканических построек [36, 37, 44—47].

Самоанский тип (VII) существенно отличается от гавайского (VI) преобладанием нефелиновых базанитов над базальтами, слабой дифференцированностью (отсутствие гавайитов, очень незначительное распространение муджиеритов и трахитов), более высокой титанистостью и калиевостью пород, высокими концентрациями в них Sr, Ba, Zr и легких РЗЭ. В особый, восьмой тип базальтов Тихого океана мы выделяем таититы и фонолиты о-ва Таити и некоторых других островов Южной Полинезии, ассоциирующиеся с нефелиновыми сиенитами (о-в Таити). Таититы, фонолиты и нефелиновые сиениты характеризуются высокой недосыщенностью кремнекислотой и высокой общей щелочностью при близком содержании Na и K. Ранее все разнообразные породы о-ва Таити относились к одной дифференцированной вулканоплутонической серии. Согласно работе А.Р. Макберни [47], здесь выделяются две ветви дифференциации, различающиеся по степени насыщения кремнекислотой: одна из них заканчивается образованием щелочных базальтов, трахитов и сиенитов, вторая — нефелиновых базальтов, таититов, фонолитов, нефелиновых сиенитов.

Прослеживая размещение выделенных типов базальтов, мы приходим к заклю-

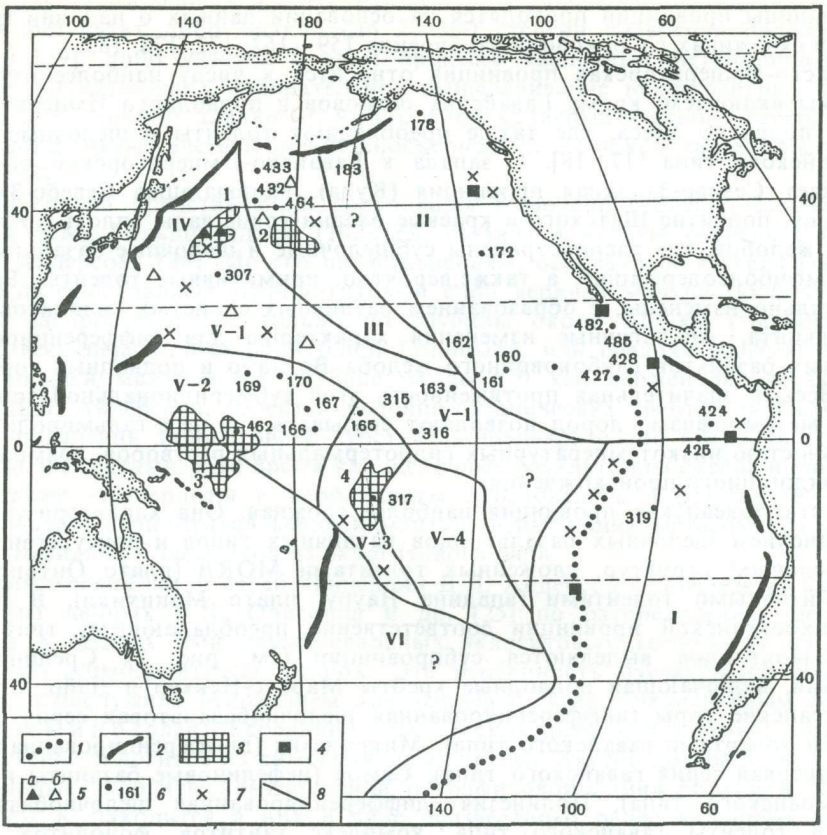


Рис. 2. Схематическая карта петрогеохимических провинций базальтов Тихого океана

1 — осевой рифт ВТП; *2* — глубоководные желоба; *3* — позднемезозойские поднятия; *4* — сульфидные проявления; *5* — барит-апатитовые проявления: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *6* — скважины глубоководного бурения и их номера; *7* — некоторые участки драгирования; *8* — границы петрогеохимических провинций и субпровинций. Провинции: I — Юго-Восточная, или Андийско-Тихоокеанская, II — Северо-Восточная, или Кордильерско-Тихоокеанская, III — Гавайско-Императорская, IV — Северо-Западная, или Кула, V — Транстихоокеанская с субпровинциями: Срединно-Тихоокеанской (V-1), Микронезии (V-2), Самоа (V-3), Полинезии (V-4); VI — Юго-Западная

чению о существовании определенных петрохимических провинций, которые связаны, вероятно, с тектоническими структурами ложа океана. Имеющиеся материалы позволяют выделить шесть главных провинций: Юго-Восточную, или Андийско-Тихоокеанскую, Северо-Восточную,или Кордильерско-Тихоокеанскую, Гавайско-Императорскую, Северо-Западную, или Кула, Транстихоокеанскую субэкваториальную, Юго-Западную (рис. 2). Первая провинция охватывает основную часть ВТП и сопредельные части глубоководных котловин. В субэкваториальной зоне ее, достаточно хорошо охарактеризованной точками глубоководного драгирования, преобладают толеиты MORB, подчиненное развитие имеют более молодые субщелочные базальты переходного типа (V); на юге, в краевых частях впадины Беллинсгаузена, скважинами вскрыты щелочные базальты гавайского типа (VI) мелового возраста.

Северо-Восточная (Кордильерско-Тихоокеанская) провинция включает северное окончание ВТП, Галапагосские острова и одноименную зону спрединга, подводные хребты Горда и Хаун-де-Фука и прилегающую к ним часть Северо-Восточной котловины. Провинция характеризуется преобладающим распространением ферротолеитов при подчиненном развитии толеитов MORB и железистых щелочных базальтов, аналогичных описанным на Галапагосских островах

[22]. Границы провинции проводятся на основании данных о наличии ферротолеитов в скважинах глубоководного бурения 159—162, 172, 178, 183.

Гавайско-Императорская провинция относится к числу наиболее изученных. В нее мы включаем, кроме Гавайских островов и подводного Императорского хребта, поднятие Хесса, где также преобладают толеиты и щелочные базальты гавайского типа [17, 18]. С запада к Гавайско-Императорской провинции примыкает Северо-Западная провинция (Кула), включающая Северо-Западную котловину, поднятие Шатского и краевые океанические валы вплоть до глубоководных желобов, где распространены субщелочные и щелочные базальты, в том числе амфиболсодержащие, а также,вероятно, примитивные толеиты. Базальты здесь сильно изменены, с образованием различных слоистых силикатов, адуляра, кальцита. Аналогичные изменения характерны для дифференцированных щелочных базальтов глубоководного желоба Волкано и подводных гор Магеллана. Весьма значительная протяженность этой субмеридиональной зоны и характер метаморфизма пород позволяют связывать его не с гальмиролизом, а с деятельностью низкотемпературных гидротермальных растворов, возможно, частично эндогенного происхождения.

Транстихоокеанская провинция наиболее сложная. Она характеризуется распространением щелочных базальтоидов различных типов и присутствием древних (меловых) структур, сложенных толеитами MORB (плато Онтонг-Джава) и примитивными толеитами (впадина Науру, плато Манихики). В пределах Транстихоокеанской провинции соответственно преобладающему типу щелочных базальтоидов выделяются субпровинции (см. рис. 2): Срединно-Тихоокеанская, включающая подводные хребты Маркус-Неккер и Лайн, Срединно-Тихоокеанские горы (дифференцированная щелочнобазальтовая серия с подчиненными толеитами гавайского типа); Микронезия (дифференцированная щелочнобазальтовая серия гавайского типа); Самоа (нефелиновые базаниты и базальты самоанского типа); Полинезия (дифференцированная щелочнобазальтовая серия и толеиты гавайского типа, комплекс таититов, фонолитов и нефелиновых сиенитов); Юго-Западная субпровинция, примыкающая с юга к субпровинциям Самоа и Полинезия, охарактеризована буровыми и драгированными работами очень слабо, только в краевых частях Юго-Западной котловины. На основании этих материалов предполагается, что данная субпровинция сложена примитивными толеитами (в области, примыкающей к хребту Маккуори), переходными субщелочными базальтами, щелочными базальтоидами самоанского типа.

Как видно из изложенного, базальтоидный магматизм океана отличается от континентального не только своей контрастностью, т.е. сочетанием резко различных по щелочности толеитовых и щелочнобазальтовых ассоциаций при отсутствии базальтов известково-щелочной серии, но и более значительным, чем на континентах, разнообразием типов основных пород и петрогеохимических провинций. Если учесть неизмеримо более слабую изученность ложа океанов по сравнению с континентальными областями, то следует полагать, что выделенные петрогеохимические провинции и субпровинции далеко не исчерпывают всей сложности петрографического строения ложа Тихого океана.

Можно выделить две группы представлений о природе контрастности и разнообразия океанических базальтоидов. Первая из них, берущая начало от модели строения Земли, предложенной Г.С. Вашингтоном (1925 г.), основывается на признании перидотитового (пиролитового) состава верхней мантии вплоть до границы с нижней мантией [16]. На основе этого образование толеитовых магм срединно-океанических хребтов (от базальтового до пикритового состава) связывается с достаточно высокой (20—40%) степенью плавления перидотитового (пиролитового) субстрата на глубинах 15—100 км [4, 9, 10, 19, 23]. Образование же толеитовых (гавайский тип), щелочнобазальтовых и нефелини-

товых магм, обогащенных некогерентными литофильными элементами, трактуется как результат либо низкой (до 2—3%) степени плавления пиролитового субстрата [39], либо участия в этом процессе кислотных метано-водородных флюидов, производящих избирательное выщелачивание некогерентных элементов [12], либо зонной плавки [2, 9, 42], либо метасоматического перераспределения некогерентных элементов в астеносферном слое с накоплением их в верхней его части [8].

Вторая группа представлений, восходящая к модели строения Земли, предложенной В.М. Гольдшмидтом (1922 г.), связана в первую очередь с работами Д.Л. Андерсона [26]. По его представлениям, основанным на геофизических и геохимических данных, перидотитовый слой верхней мантии (включая астеносферу) распространяется только до глубины около 220 км (граница Леммана), а весь переходный слой (слой Голицына, или средняя мантия) до границы с нижней мантией (на глубине около 670 км) сложен эклогитами. По мнению Д.Л. Андерсона, толеиты срединно-океанических хребтов являются продуктами плавления эклогитового субстрата, предварительно обедненного литофильными элементами, в то время как щелочные базальтоиды океана и континентов, а также кимберлиты и карбонатиты образовались в результате частичного плавления перидотитов верхней мантии, испытавших метасоматоз с привносом литофильных элементов из эклогитового слоя.

В геохимической части своей концепции Д.Л. Андерсон основывается главным образом на данных Г.Л. Оллсоппа и др. [25] по распределению щелочных элементов в бедных ими двуминеральных эклогитовых ксенолитах из южноафриканских кимберлитовых трубок. Эта особенность изучавшихся образцов, очевидно, и послужила основанием для вывода о связи с эклогитовым субстратом бедных K и Rb толеитов срединно-океанических хребтов. В противоположность этому изучение эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии показало, что наиболее глубинные эклогиты алмазоносной и графитовой фации богаты K, Rb, Sr, Ba, причем K находится в них в виде неизвестного ранее кальций-калиевого аналога ягиита с плотной структурой, входящего в парагенезис первичных минералов [5]. На основании этих и других данных, полученных при детальном изучении глубинных ксенолитов из кимберлитов Якутии и щелочных базальтов Востока СССР [6, 20, 21], И.Н. Говоров и А.Д. Харькив разработали модель петрохимического строения тектоносферы Сибирской платформы и тихоокеанской окраины Азии (рис. 3), которая позволяет по-новому объяснить происхождение ряда геохимических типов и провинций базальтов Тихого океана.

Существование слоя калийсодержащих магнезиально-железистых эклогитов в верхней части средней мантии, находящее теоретическое обоснование в модели последовательной конденсации веществ из протопланетной небулы [40], позволяет считать, что образование больших объемов оливин-толеитовых и щелочнобазальтовых магм, давших широко распространенные в ложе Тихого океана толеиты и щелочные базальты гавайского типа, связано с непосредственным плавлением калийсодержащих эклогитов. В то же время нефелиниты, нефелиновые базаниты, таититы, фонолиты и другие породы, сильно недосыщенные кремнекислотой и обогащенные K, Ti, P, литофильными микроэлементами, являются продуктами плавления зон метасоматического замещения перидотитового субстрата верхней мантии. Если источником щелочных элементов при этом процессе служили, очевидно, калийсодержащие эклогиты, то источник Ti, Zr, Nb, радиоактивных и редкоземельных элементов находился, согласно модели на рис. 3, в нижнем слое средней мантии, сложенном бедными щелочами коэситовыми эклогитами, гроспидитами, магнезиальными эклогитами и пироксенитами, в том числе диопсид-ильменитовыми. По содержанию литофильных микроэлементов (Zr, Re, Th, U) отдельные образцы перечисленных пород близки к обогащенным этими микроэлементами материковым базальтам Луны, что сви-

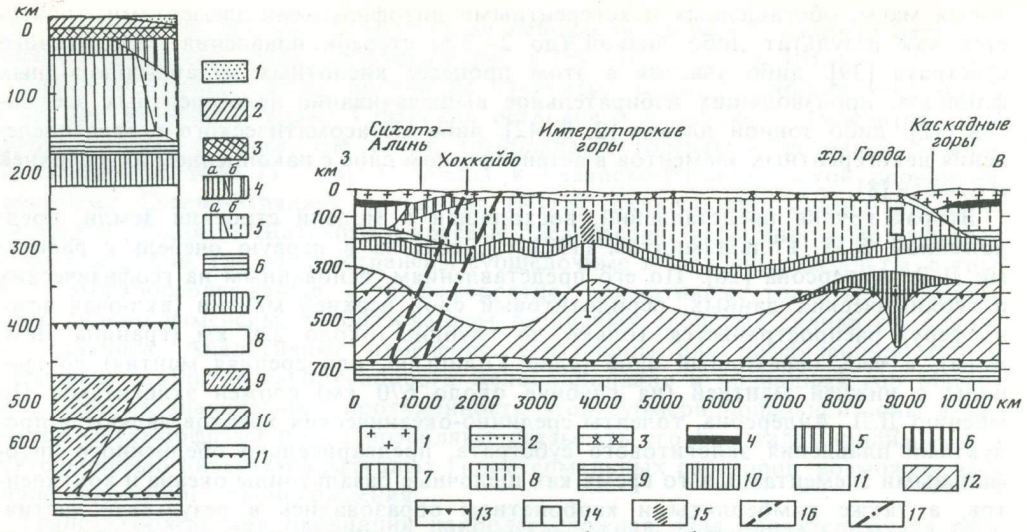


Рис. 3. Модель петрогеохимического строения тектоносферы платформ и геосинклинально-складчатых областей

1—3 — слои: *1* — геосинклинальный вулканогенно-осадочный, *2* — гранито-гнейсовый, *3* — базит-гранулитовый; *4* — гипербазиты с ильменитом и флогопитом (*а*), пироксениты (*б*); *5* — лерцолиты, магнезиальные эклогиты и пироксениты (*а*), лерцолиты (*б*); *6* — гарцбургиты и дуниты; *7* — верлиты; *8* — магнезиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты; *9* — гроспидиты и коэситовые эклогиты; *10* — эклогиты и пироксениты; *11* — границы главных фазовых переходов

Рис. 4. Гипотетический разрез тектоносферы Тихого океана (по 44° с.ш.)

1 — кора континентального типа; *2* — кора переходного типа; *3* — кора океанического типа; *4* — гипербазиты с ильменитом и флогопитом; *5* — пироксениты; *6* — титанисто-железистые базальтоиды "лунной" стадии; *7* — лерцолиты, магнезиальные пироксениты и эклогиты; *8* — лерцолиты; *9* — гарцбургиты и дуниты; *10* — верлиты; *11* — магнезиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты; *12* — гроспидиты, коэситовые и двуминеральные эклогиты, пироксениты; *13* — границы главных фазовых переходов; *14* — мантийные диапиры; *15* — зоны мантийного щелочного метасоматоза; *16* — палеосейсмофокальные зоны; *17* — современные зоны Беньофа

детельствует в пользу концепции В.Р. Мёрти [14] о формировании верхней мантии на поздней стадии аккреции Земли и о присутствии в основании тектоносферы реликтов протокоры, аналогичной по возрасту и составу базальтам и анортозитам Луны.

Согласно модели на рис. 3, протокора лунной стадии развития Земли сначала была перекрыта аккумулятами состава щелочных пикритов и пикритобазальтов, превратившимися в дальнейшем в слой калийсодержащих эклогитов, и только после этого произошла аккумуляция слоя углистых хондритов, рассмотренного в модели [3]. Слой углистых хондритов, потерявший летучие соединения в процессе метаморфизма и образования гидросферы [3], послужил основой для формирования верхней мантии первичных океанов, тогда как образование литосферы протоконтинентов мы связываем с возникновением обширных очагов плавления за счет радиогенного тепла в эклогитовом слое и с внедрением мегадиапиров этого вещества в верхнюю хондритовую оболочку. Судя по данным изучения глубинных ксенолитов, верхняя мантия древних континентов в отличие от верхней мантии океанов и переходных зон характеризуется четким расслоением по вертикали, которое в принципе аналогично строению расслоенных плутонов платформ [13, 24].

Ранее мы рассматривали образование ферротолеитовых магм с повышенным содержанием Ti и РЗЭ в связи с присутствием в верхней мантии Кордильерско-Тихоокеанской провинции эмбриональной платформенной структуры со слоем ильменитсодержащих гипербазитов [7]. Теперь представляется более вероятным связывать ферротолеитовую провинцию с подъемом диапиров из мезосферного

эклогитового субстрата, образовавшегося за счет захороненных базальтов лунного типа (рис. 4).

Провинции широкого распространения щелочнобазальтовых ассоциаций — Транстихоокеанская и Гавайско-Императорская, вероятно, связаны с валообразными поднятиями слоев мезосферы, служивших главным источником щелочей, радиогенной тепловой энергии и литофильных микроэлементов. Видимо, здесь же, ниже границы фазового перехода эклогита в гранатит (~400 км), концентрировалась основная масса летучих соединений, которые высвобождались из гранатовых структур в процессе плавления и диапиризма эклогитового вещества, обеспечивая развитие щелочного метасоматоза и магматизма. Там, где эклогитовый субстрат был недоразвит первоначально или подвергся поздней деструкции, все эти явления имели слабое развитие и сформировались петрогеохимические провинции с преобладающим толеитовым магматизмом.

Обращает на себя внимание высокая обогащенность Ti и микроэлементами его группы (Zr, Nb) не только щелочных базальтоидов, но и толеитов субпровинции Самоа и примыкающих к ней частей субпровинций Микронезия и Полинезия. Эта геохимическая особенность связана, вероятно, с латеральной неоднородностью нижнего эклогитового слоя, который в данной области обогащен диопсид-ильменитовыми прорастаниями или их высокобарической гранатитовой фазой.

Таким образом, петрохимическая контрастность базальтового магматизма Тихого океана и разнообразие геохимических типов базальтов объясняются неоднородностями состава тектоносферы: ее четкой расслоенностью по вертикали и латеральными изменениями состава эклогитовой средней мантии, устойчиво фиксированными вне зависимости от перемещения литосферных плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Дифференциация вещества Луны // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 5—28.
2. *Виноградов А.П., Ярошевский А.А., Ильин Н.П.* Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии // Геохимия. 1970. N 4. С. 389—402.
3. *Галимов Э.М., Банникова Л.А., Барсуков В.Л.* О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли // Геохимия. 1982. N 4. С. 473—489.
4. *Говоров И.Н.* Происхождение океанических базальтов по петрохимическим данным // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 24—38.
5. *Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Кирюхина Н.И.* и др. Первичные минералы калия в глубинных эклогитах Якутии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, N 5. С. 1208—1212.
6. *Говоров И.Н., Илупин И.П., Харькив А.Д.* и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
7. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А.* Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология, 1984. N 5. С. 34—47.
8. *Грин Д.Х.* Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242—258.
9. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, С. 132—227.
10. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. N 2. С. 163—178.
11. *Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В.* Основные черты магматизма дна океана // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 173—189.
12. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
13. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
14. *Мёрти В.Р.* Состав ядра и ранняя химическая история Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 28—40.
15. *Нестеренко Г.В.* Ферробазальты дна океана // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 127—134.
16. *Рингвуд А.Э.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
17. *Рудник Г.Б., Матвеенков В.В.* Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. Т.18, вып. 3. С. 489—495.
18. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И.*

и др. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Мерей (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. N 3. С. 3—14.

19. *Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д.* Механизм генерации океанических толеитовых магм // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 17—24.
20. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
21. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
22. *Фролова Т.И., Митрейкина О.Б., Конова Н.И.* Дифференцированные базитовые включения в базальтах океанических островов и их генезис (на примере Галапагосских островов) // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 146—160.
23. *Шиллинг Дж.Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198—241.
24. *Шило Н.А.* Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования // Тихоокеан. геология. 1983. N 6. С. 63—79.
25. *Allsopp H.L., Nicolaysen L.O., Hahn-Weinheimer P.* Rb/K rations and Sr-isotopec compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 5, N 3. P. 231—244.
26. *Anderson D.L.* A global geochemical model for the evolution of the mantle // Evolution of the Earth. Wash., 1981. Vol. 5. P. 6—18. (Geodynamic ser.).
27. *Batiza R., Oestrike R., Futa K.* Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific rise of 10°S, the fossil Galapagos rise and the Nazca plate // Mar. Geol. 1982. Vol. 49, N 1. P. 115—132.
28. *Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R.* Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreding center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 30, N 3. P. 215—221.
29. *Chen C.Y., Frey F.A.* Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt // Nature. 1983. Vol. 302, N. 4321. P. 785—789.
30. *Clague D., Frey F.A., Thompson G., Ringe S.* Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from Galapagos Spreading center // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N 870. P. 9469—9482.
31. Deep sea drilling project // Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 33. 670 p.
32. Deep sea drilling project // Ibid. 1980. Vol. 54. 956 p.
33. Deep sea drilling project // Ibid. 1980. Vol. 55. 868 p.
34. Deep sea drilling project // Ibid. 1981. Vol. 61 885 p.
35. Deep sea drilling project // Ibid. 1983. Vol. 65. 652 p.
36. *Duncan R.A., McDougall I.* Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. P. 414—420.
37. *Duncan R.A., McDougall I.* Linear volcanism in French Polynesic // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1976. Vol. 1. P. 197—227.
38. *Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical Characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Pt. 1. Vol. 92, N 6. P. 315—318.
39. *Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32, N 10. P. 1057—1086.
40. *Grossman L., Larimer F.W.* Early chemical history of the Solar system // Rev. Geophys. Space Phys. 1974. Vol. 12, N 1. P. 71—101.
41. *Gunn B.M.* Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts // Chem. Geol. 1971. N 8. P. 1—13.
42. *Harris P.G.* Zone refining and the origin of potassic basalts // Geochim. et cosmochim. acta. 1957. Vol. 12. P. 195—208.
43. *Kay R., Hubburd N.I., Gast P.W.* Chemical characteristics and origin of ocean ridge volcanic Rocks // J. Geophys. Res. 1976. N 8. P. 1585—1613.
44. *Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 1. P. 82—133.
45. *Mattey D.P.* The minor and trace element geochemistry of volcanic rocks from Truk, Ponape and Kusae, Eastern Caroline Islands; the evolution of a young hot spot trace across old Pacific ocean crust // Contribs Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 80, N 1. P. 1—13.
46. *Maury R.C., Andriambololona 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. Vol. 41. N $^1/_2$. P. 97—118.
47. *McBirney A.R.* Petrology of the Island of Tahiti // Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. Vol. 116, N 5. P. 523—556.
48. *Schilling J.G., Winchester J.W.* Rare earth contribution to the origin of Hawaiian lavas // Contribs Mineral and Petrol. 1969. Vol. 23, N 1. P. 27—37.

УДК 551.263.037:552.11(265)

Г.Н.СТАРИЦЫНА, Ю.И. ТОМАНОВСКАЯ, С.М. ТАБУНОВ

СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В последние годы все больше накапливается данных о латеральной и вертикальной структурно-вещественной неоднородности океанического ложа, в частности о гетерогенности слагающих его магматических пород. В то же время магматические породы океанического ложа стали привлекать особенно пристальное внимание исследователей как возможный эндогенный источник обнаруженных в океане рудных элементов. Установленные в зонах рифтов сульфидные рудопроявления являются следствием активной деятельности рифтогенных структур как флюидопроводников и поставщиков металлов. Многие исследователи отмечают, что базальтовые магмы в осевых зонах срединно-океанических хребтов могут быть носителями рудных элементов, причем с концентрациями,имеющими промышленное значение. Все это делает проблему расчленения магматических пород океанической земной коры и выяснения значимости выделенных типоморфных ассоциаций пород в отношении металлоносности чрезвычайно актуальной. Она не может быть решена в отрыве от изучения геологического строения океанического ложа, в частности от структурно-формационного расчленения базальтового фундамента. В связи с этим одной из первоочередных задач геологии океана является структурно-магматическое районирование его базальтоидных пород. Такое направление предусматривается программой "Литос" [3].

В условиях огромных пространств океана, где породы недоступны непосредственным наблюдениям, а постановка геологических работ требует больших денежных затрат, для решения задачи структурно-магматического районирования целесообразно применение комплекса дистанционных геофизических исследований и метода формационного анализа. Наиболее эффективным при формационном анализе является комплексный подход, сочетающий структурное и петрохимическое районирование. При структурном районировании мы пошли по пути изучения конкретных структур независимо от современной морфологии дна Тихого океана. В основу структурного районирования положены обобщенные данные интерпретации опубликованных геофизических и геологических материалов, т.е. анализ карт естественных физических полей, составленных по данным сейсморазведки, гравиметрических и магнитометрических исследований, карт сейсмичности и теплового потока, а также батиметрических, геоморфологических и тектонических карт. Особенности естественных физических полей в сочетании с геологическими данными позволили выделить два типа океанической коры: а) рифтогенных структур и б) межрифтовых пространств (абиссальных плит). При петрохимическом районировании на основе материалов глубоководного бурения были выделены ассоциации магматических пород, приуроченные к определенным тектоническим структурам. В качестве главных петрохимических параметров использованы щелочность, глиноземистость и соотношение в породах Fe и Mg. При этом учитывалось содержание Cr, Ni, Co, V, Ta, Th, Hf и Zr.

Структурное районирование базальтового фундамента. Остановимся на характеристике структурных элементов ложа Тихого океана (рис. 1). Для его центральной части, где сосредоточено большинство скважин глубоководного бурения, дана схема структурно-магматического районирования базальтового фундамента со снятым осадочным чехлом (рис. 2, см. вкл.).

О различном глубинном строении земной коры Тихого океана свидетельствуют геофизические материалы, в первую очередь данные глубинного сейсми-

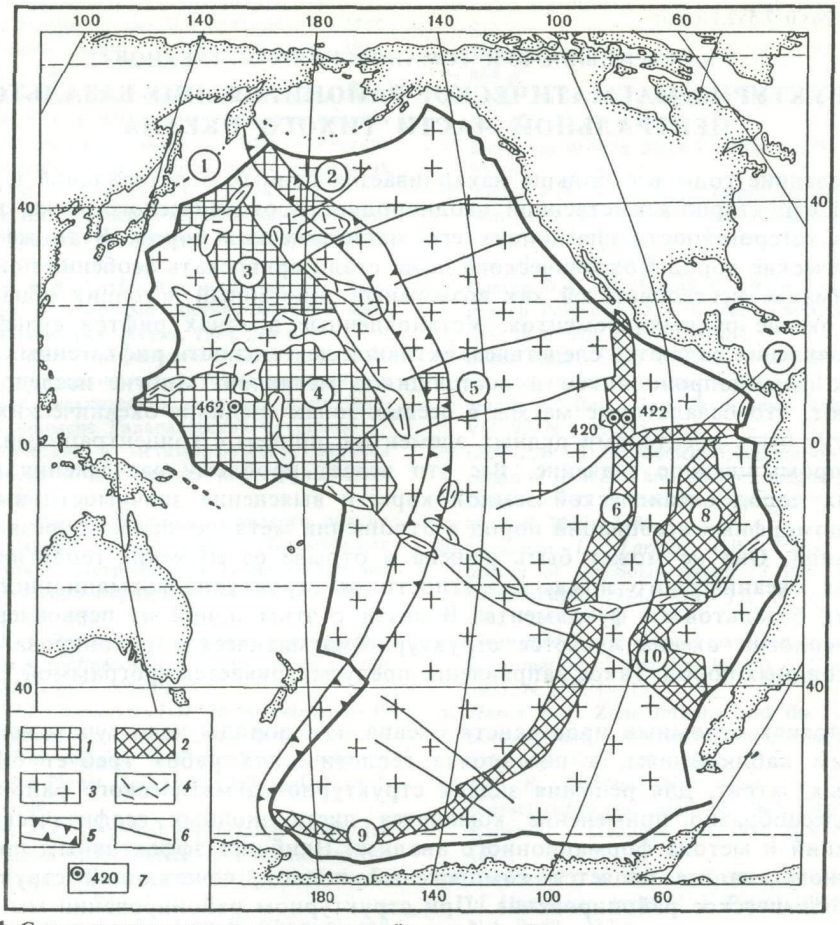


Рис. 1. Схема структурно-магматического районирования Тихого океана

1 — меловые рифтогенные структуры Западно-Тихоокеанского сектора: 1 — Японская, 2 — Северо-Хесская, 3 — Гавайская, 4 — Феникс, 5 — Купера; 2 — миоценовые и плиоцен-плейстоценовые рифтогенные структуры Восточно-Тихоокеанского сектора, миоценовые: 8 — Южно-Галапагосского поднятия, 10 — Чилийского поднятия, плиоцен-плейстоценовые; 6 — Восточно-Тихоокеанского поднятия, 7 — Галапагосского рифта, 9 — Южно-Тихоокеанского поднятия; 3 — межрифтовые пространства (абиссальные плиты); 4 — разновозрастные наложенные вулканические пояса и вулканотектонические структуры; 5 — зона разграничения западного и восточного Тихоокеанских секторов; 6 — крупные разломы; 7 — скважины глубоководного бурения и их номера. Жирная линия — граница Тихоокеанского ложа

ческого зондирования: число слоев, их мощность и скорость распространения упругих волн. В частности, при геологической интерпретации вертикального разреза для рифтогенных структур и межрифтовых пространств (абиссальных плит) были установлены различия в мощности и строении второго и третьего океанических слоев. Это обстоятельство наряду с данными изучения магнитного поля, сейсмичности, теплового потока и формационного расчленения базальтовых серий позволило выделить три разновозрастные группы рифтогенных структур тихоокеанского ложа. Это приобретает особое значение при структурном районировании западной части Тихого океана, в отношении которой распространено мнение о тектонической однородности ее литосферы [1, 5].

В области развития как молодых, так и древних рифтогенных структур в строении второго слоя выделяются три сейсмотолщи: 2А, 2В и 2С. Второй слой в целом представляет собой высокоградиентную сейсмотолщу, в которой скорости сейсмических волн быстро нарастают с глубиной по сравнению

с плавным градиентом скорости в подстилающем третьем слое, подошва которого не всегда фиксируется в плиоцен-плейстоценовых рифтогенных структурах. Слой 2А — маломощная (0,5—0,7 км) толща пиллоу-лав, представленных массивными потоками базальтов с маломощными прослоями пелагических осадков, имеет скорости сейсмических волн 2,5—3,8 км/с (чаще всего 3,3 км/с). Слой 2В сложен массивными потоками и покровами базальтов и силлов долеритов с редкими маломощными (до 20 м) прослоями осадков, образующими наиболее мощную вулканогенную толщу рифтовых зон. Мощность слоя 2В 2—4 км, а скорости сейсмических волн 4,8—5,8 км/с. Слой 2С имеет скорости 5,8—6,2 км/с и идентифицируется с толщей метадолеритов, измененных в условиях цеолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Его мощность 1—1,5 км.

Третий сейсмический слой коры в областях развития рифтогенных структур по своим параметрам отличается от третьего слоя океанической коры межрифтовых пространств (абиссальных плит). В областях меловых и миоценовых рифтогенных структур он делится на две сейсмотолщи (слои 3А и 3В). Слой 3А характеризуется скоростями сейсмических волн 6,2—7 км/с (чаще всего 6,6 км/с) и мощностями 1—2 км. По-видимому, он представлен метадолеритами, измененными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Слой 3В имеет скорости 7—7,7 км/с (чаще 7,2 км/с) и представляет собой высокоскоростной слой в нижней части океанической коры в пределах рифтогенных структур. Мощность его 1—4 км. При увеличении мощности слоя 3В мощность слоя 3А уменьшается. Высокоскоростной слой 3В четко отделяется от пород мантии (V_P>8 км/с) и, судя по лабораторным исследованиям [4, с. 158], соответствует оливинсодержащим кумулятивным габбро при давлении 1—2 кбар (V_P=7,1÷7,4 км/с).

В молодых (плиоцен-плейстоценовых) рифтогенных структурах слой 3В характеризуется минимальной мощностью, как, впрочем, и земная кора в целом. Непосредственно в осевой части линейной рифтогенной структуры Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) развита сложно построенная зона кора—мантия со значениями V_P=7,5÷7,9 км/с, глубина которой не более 9—10 км. При удалении от оси рифта на 100—200 км сейсмические скорости имеют обычные (V_P=8,1 км/с) значения, свойственные верхней мантии. В сводовой части рифта ВТП в слое 3В обнаружены низкоскоростные линзы, характеризующие реликты магматических камер.

Наличие высокоскоростного слоя 3В в вертикальном разрезе рифтогенных структур позволяет выделять при структурном районировании древние блоки океанической коры рифтогенной природы, тогда как блоки, отвечающие межрифтовым пространствам, характеризуются низкоскоростными параметрами третьего сейсмического поля (V_P=6,7÷6,9 км/с). Для последних в сейсмических колонках высокоскоростной слой 3В не выделяется. Это обстоятельство (по наличию или отсутствию слоя 3В в слоисто-блоковой структуре океанической коры) позволяет выделять высокоскоростные блоки рифтогенной природы и низкоскоростные блоки, отвечающие межрифтовым участкам. Эти два генетически различных геотектонических типа океанической коры в конечном счете образуют мозаику высоко- и низкоскоростных блоков (по третьему сейсмическому слою) океанического ложа.

Обобщенные данные карты теплового потока Тихого океана и карты распространения эпицентров приповерхностных землетрясений, а также данные естественных физических полей, отраженные на гравитационных и геомагнитных картах и схемах значений граничных скоростей по поверхности второго и третьего слоев, позволяют оконтурить молодые (плиоцен-плейстоценовые) относительно узкие (200—400 км) рифтогенные линейные зоны активизации. Аномально высокая величина теплового потока приурочена к узким зонам вблизи вершин рифтогенной структуры ВТП (скв. 426, 429), тогда как на соседних блоках (скв. 82, 571) межрифтового пространства развиты области с низ-

Таблица 1

Параметры меловых рифтогенных структур

Рифтогенная структура	Размеры, км	Простирание	Котловина, в которой развиты рифтогенные структуры	Скважина, вскрывшая базальты рифтогенных структур
Феникс	4000×1000	Восток-северо-восточное	Меланезийская, Центральная	169, 189, 317, 462
Японская	2300×800	Северо-восточное	Северо-Западная	304
Гавайская	2500×1000	Северо-западное	"	307
Купера	7000×1200	"	Северо-Восточная	163
Северо-Хесская	2000×500	"	"	464
Центральная	800×500	Северо-восточное	Центральная	66
Магелланова	400×200	Северо-западное	"	

кими или нормальными значениями. Локальные аномалии теплового потока в рифтогенных структурах связаны с источниками тепла в зонах частичного плавления верхней мантии, верхняя кромка которых располагается на глубинах 10—20 км. В гравитационном поле рифтогенная структура ВТП характеризуется пониженными аномалиями, в то время как окружающее межрифтовое пространство — высокими. Рифтогенная структура ВТП отчетливо выражена в симметричном расположении магнитных аномалий относительно оси хребта. Ее принято картировать в пределах распространения аномалии 3.

За исключением плиоцен-плейстоценовых линейных рифтогенных структур, пространства Тихого океана практически асейсмичны и характеризуются, как уже указывалось, низким тепловым потоком. В западной части океана молодые рифтогенные структуры отсутствуют. По сейсмическим и магнитным данным здесь устанавливаются меловые рифтогенные структуры. Они определяются звеньями высокоскоростных блоков (по третьему океаническому слою — 3В) с аномалиями магнитного поля интенсивностью до 50—100 гамм, которые часто совпадают с направлениями осей гравитационных аномалий и прослеживаются иногда на несколько тысяч километров в пределах зон магнитных аномалий определенных последовательностей. Меловые рифтогенные структуры на выражены в современной морфоструктуре океанического дна. Низкоскоростные блоки, окружающие меловые рифтогенные структуры, лишены четких магнитных линеаментов и характеризуются повышенными положительными аномалиями Буге.

Меловые рифтогенные структуры четко фиксируются тремя крупными магнитными последовательностями: Феникс, Японская и Гавайская. Две магнитные последовательности — Магелланова и Восточно-Центрального поднятия — имеют симметричное строение и примыкают с северо-востока к последовательности Феникс. Вблизи границы гераздела на плато Купера и севернее возвышенности Хесса также выявлены отдельные фрагменты меловых рифтогенных структур, которые фиксируются мелкими магнитными последовательностями. Последние четко ориентированы в северо-западном направлении, совпадающем с направлением планетарной структуры гераздела. Названия меловых структур даны по соответствующим магнитным последовательностям (табл. 1).

Миоценовые рифтогенные структуры Южно-Галапагосского и Чилийского поднятий, так же как и меловые, характеризуются увеличенной мощностью слоя 3В, на отдельных участках—повышенным тепловым потоком и мелкофокусными землетрясениями. Рифтогенная структура Южно-Галапагосского поднятия фиксируется осями магнитных аномалий, но не выражена в рельефе Перуанской кот-

ловины. Только ее гребневая часть в виде параллельных хребтов и долин выступает из-под осадков котловины.

В областях погруженных платформ, на участках межрифтовых пространств (абиссальных плит), чаще всего геоморфологически отвечающих абиссальным котловинам, второй слой обычно представлен массивными потоками базальтов с прослоями осадочных пород суммарной мощностью 0,5—2 км и с сейсмическими скоростями 4—5,8 км/с. Пиллоу-лавы, характеризующиеся скоростями 3,5—3,7 км/с, здесь редки, и мощности их не превышают 1 км. Повсеместно к резкому изменению градиента скорости приурочены кровля и подошва третьего слоя, отвечающие соответственно скоростям 6,7 и 8,1 км/с.

Третий сейсмический слой океанической коры на участках межрифтовых пространств (абиссальных плит) по своим характеристикам является однородным и характеризуется сейсмическими скоростями 6,7—6,9 км/с. Мощность его постоянна, в среднем около 4 км. Разновозрастные блоки межрифтовых пространств обычно отвечают глубоководным океаническим котловинам или их частям, имеющим постоянную тенденцию к опусканию. Породы, выполняющие эти структуры, рассматриваются как базальты абиссальных плит ареального типа излияния. Они наблюдались в скв. 161, 162, 164, 172, 469, 471, 472, 571—574. Акватории с низкоскоростными блоками океанической коры иногда характеризуются безаномальным магнитным полем, очень низким тепловым потоком и наиболее интенсивными положительными гравитационными аномалиями.

При структурном районировании ложа Тихого океана давно уже выявлена зона разграничения его западного и восточного секторов (см. рис. 1). Она прослеживается от района п-ова Камчатки и по крайней мере до о-вов Общества. Местами эта зона пространственно совпадает с так называемой Центрально-Тихоокеанской флексурой, установленной по сейсмическим данным и отвечающей перегибу поверхности Мохоровичича [2]. Здесь же происходит и перестройка аномального магнитного поля. Эта надпорядковая зона контролирует состав и эволюцию тихоокеанского магматизма.

Магматизм рифтогенных структур. В литературе существует мнение о ведущей роли рифтогенных структур в развитии магматизма Мирового океана. Наличие рифтогенных структур в восточной части Тихого океана общепризнанно. Изучению же подобных структур в его западной части не уделялось внимания, и их роль в развитии магматизма и металлогении оценена недостаточно. Линейные полосовые магнитные аномалии западной части Тихого океана обычно трактуются с позиции тектоники литосферных плит [6] как начальный этап формирования океанической коры в зоне срединного хребта. Однако комплексный структурно-петрологический анализ имеющегося материала позволил нам считать рифтогенные структуры запада Тихого океана самостоятельными разновозрастными образованиями (см. рис. 2 вкл.). Они отличаются и формационными особенностями базальтов.

Несмотря на различную формационную принадлежность, разновозрастные рифтогенные базальты имеют много общего в составе и структуре пород, что является следствием близких условий их формирования. Все рифтогенные базальты афировые или порфировые, с небольшим количеством мелких фенокристов и со скелетными метельчатыми структурами основной массы. Однако меловые рифтогенные базальты не отличаются большими колебаниями состава. Они представлены оливин-плагиофировыми и плагиофировыми разновидностями, являющимися производными практически недифференцированной магмы. Состав пород миоценовых и плиоцен-плейстоценовых рифтогенных структур варьирует от ферробазальтов до базальтов. Причем среди последних отсутствуют оливинсодержащие разновидности; мелкие фенокристы представлены лишь плагиоклазом и клинопироксеном, что, по-видимому, объясняется кристаллизацией базальтов из частично фракционированной магмы.

Таблица 2

Средний химический состав базальтов магматических формаций Тихого океана (окислы в вес. %, элементы в г/т)

Компонент	Рифтогенные зоны				Абиссальные плиты	
	Возраст					
	меловой				плиоцен-плейстоценовый	
	Формация					
	коматиит-толеитовая				долеритов и базальтов	
	Скв. 317А, 462А (комплекс В)				Скв. 462, 462А (комплекс А)	
	I		II		I	
	$\bar{X}$	N	$\bar{X}$	N	$\bar{X}$	N
SiO_2	49,5	43	50,0	10	49,5	32
TiO_2	1,03	43	0,91	10	1,6	32
Al_2O_3	14,35	43	13,65	10	13,86	32
Fe_2O_3	4,06	26	3,6	10	3,9	15
FeO	6,82	26	7,04	10	8,94	15
MnO	0,21	26	0,19	10	0,23	32
MgO	7,81	43	9,16	10	7,2	32
CaO	12,6	43	11,55	10	10,73	32
Na_2O	2,1	26	1,9	10	2,34	15
K_2O	0,08	43	0,05	10	0,11	32
P_2O_5	0,12	14	0,12	6	0,21	22
H_2O^-	1,89	14	2,24	6	0,88	4
H_2O^+	1,4	26	1,58	9	1,34	15
CO_2	0,24	24	0,16	10	0,32	11
П.п.п.	0,77	17	—	—	0,56	17
Сумма	100,16	14	100,16	4	98,84	32
$Fe_2O_3^*$	11,71	43	11,42	10	14,13	32
FeO*	11,01	43	10,2	10	13,08	32
Zr	77,5	23	69,6	10	99,0	12
V	256,5	23	257,1	10	335,8	12
Cr	266,2	25	453,0	10	139,9	17
Co	47,5	25	56,4	10	39,7	17
Ni	94,7	25	111,0	10	86,4	16
Ta	0,25	22	0,3	6	—	—
Th	0,9	22	1,1	6	0,35	3
Hf	2,01	10	—	—	2,4	4

Рифтогенные зоны						Абиссальные плиты	
Возраст							
плиоцен-плейстоценовый							
Формация							
низкокалиевых базальтов—ферробазальтов						плитобазальтовая	
Скв. 422, 429А		Скв. 420, 421, 422		Скв. 420, 421, 423, 427		Скв. 157, 161, 162, 172, 472	
I		III		IV		I	
$\bar{X}$	N	$\bar{X}$	N	$\bar{X}$	N	$\bar{X}$	N
50,62	14	50,8	24	50,3	8	50,0	10
1,43	14	2,1	24	2,14	8	1,77	10
14,35	14	13,9	24	13,4	8	14,02	10
3,83	9	5,2	19	5,7	5	3,9	7
7,03	9	5,9	19	7,01	5	8,48	7
0,18	14	0,2	24	0,19	8	0,33	7
7,84	14	6,6	24	6,8	8	5,9	10
11,19	14	11,1	24	10,6	8	10,3	10
2,71	14	2,8	24	2,6	7	2,52	10
0,14	14	0,33	24	0,31	8	0,41	10
0,15	13	0,19	24	0,21	8	0,44	1
—	—	0,44	1	—	—	1,27	6
0,63	6	0,99	14	0,8	2	0,56	6
0,11	3	0,17	6	—	—	0,05	1
0,51	8	0,83	10	0,89	6	—	—
100,15	14	100,4	22	99,7	8	100,14	9
10,61	14	11,6	24	13,1	8	11,14	3
9,85	14	11,25	24	13,8	8	10,32	3
105,6	8	146,8	15	148,6	7	179,2	3
301,3	6	391,0	9	362,0	4	305,0	3
234,7	7	151,7	9	141,2	4	127,0	2
98,6	7	130,0	9	108,8	5	50,5	3
70,8	6	76,0	13	56,7	4	65,6	3
4,76	7	4,7	10	5,74	4	—	—
0,10	8	0,25	9	0,23	4	—	—
2,66	8	3,85	10	3,9	4	—	—

Примечание. I — базальты; II — магнезиальные базальты; III — базальты переходного типа; IV — ферробазальты; $\bar{X}$ — среднее содержание элементов и окислов; N — количество определений.

При петрохимическом районировании отчетливо выделились базальты рифтогенных структур и базальты абиссальных плит. Базальты рифтогенных структур несут черты базальтов срединно-океанических хребтов, т.е. это тип низкокалиевых, высокоглиноземнистых базальтов, для которых характерно также относительно повышенное содержание Mg и пониженные — Zr, Th, Hf, Ta. Тем не менее при наличии общих петрохимических черт разновозрастные рифтогенные базальты обнаруживают существенные различия. Наиболее близки к стандартному типу базальтов срединно-океанических хребтов плиоцен-плейстоценовые базальты. Возникшие в процессе их дифференциации ферробазальты обогащаются Fe, Ti и Zr. Заслуживают внимания некоторые микроэлементы, особенно Co и Ta, содержание которых в результате дифференциации резко возрастает, достигая в ферробазальтах значительных величин (табл. 2).

Рифтогенные же базальты мелового возраста имеют свои отличия. Наиболее характерной петрохимической особенностью базальтов меловых рифтогенных структур этапа активного рифтогенеза (комплекс В, скв. 462А) является относительно высокое содержание Fe при повышенном содержании Mg (табл. 2). В отличие от базальтов плиоцен-плейстоценовых рифтогенных зон меловые рифтогенные базальты не были подвержены дифференциации и в грубом приближении отражают состав родоначальной магмы. Они обогащены Cr и потенциально никеленосны.

На завершающей стадии мелового рифтогенеза характер базальтового магматизма изменяется. По петрохимическим параметрам они не являются рифтогенными, а приобретают некоторые черты, свойственные базальтам абиссальных плит, т.е. становятся менее магнезиальными и практически не никеленосны. В них резко уменьшается содержание Cr и увеличивается — Zr и Hf (см. табл. 2).

Учитывая разный возраст рифтогенных базальтов и наличие четко фиксируемых между ними амагматичных периодов, в пределах Тихого океана выделены три возрастные группы базальтов, соответствующие меловому, миоценовому и плиоцен-плейстоценовому периодам рифтообразования. Меловые рифтогенные базальты объединены в коматиит-толеитовую формацию. В это название авторы вкладывают связь с никеленосной гипербазит-базитовой магмой в отличие от плиоцен-плейстоценовых базальтов, являющихся, по-видимому, производными магмы базальтового состава. Типоморфная ассоциация базальтов плиоцен-плейстоценового рифтообразования объединена в формацию низкокалиевых базальтов — ферробазальтов. По предварительным данным, к этой же формации относятся и базальты миоценового рифтообразования. Базальты, возникшие на завершающей стадии полного цикла развития мелового рифтообразования и отделенные временным перерывом от его активной стадии развития, выделены в формацию толеитовых долеритов и базальтов, отличающуюся от магматических рифтогенных формаций относительно повышенным содержанием K, но пониженным — Mg. Потенциальная металлогеническая специализация этих базальтов не проявляется.

Различия в геохимической специализации пород рифтогенных структур с разной формационной принадлежностью отчетливо видны на диаграмме Co—V—Ni (рис. 3). В процессе слабой дифференциации пород коматиит-толеитовой формации и формации толеитовых долеритов и базальтов в рифтогенных структурах Западно-Тихоокеанского сектора происходит лишь перераспределение Ni и V. Дифференциация же в породах формации низкокалиевых глиноземистых базальтов — ферробазальтов рифтогенных структур Восточно-Тихоокеанского сектора, в результате которой образуется серия ферробазальтов, приводит к их относительному обогащению Co. Таким образом, приведенный материал позволяет говорить о типоморфности, т.е. о приуроченности ассоциаций магматических пород различной металлогенической специализации к определенному типу океанических тектонических структур (см. рис. 3).

Магматизм абиссальных плит. В межрифтовых пространствах на флангах разновозрастных рифтогенных структур океаническая кора, как уже отмечалось, характеризуется мозаично-блоковым строением. В ее верхних частях развиты разновозрастные базальты, существенно отличающиеся от базальтов рифтогенных зон. Это более или менее крупные низкоскоростные, относительно стабильные малосейсмичные или асейсмичные блоки, разграниченные разломами различной глубины заложения. Разноглубинные разрывные нарушения играют различную роль в магматическом процессе. Магматизм абиссальных плит контролирует система разломов наименее глубокого заложения. Земная кора абиссальных плит характеризуется трехслойным строением, но по сравнению с рифтогенными структурами она имеет меньшую мощность второго и особенно третьего слоя. Выше отмечалось, что в отличие от рифтогенных зон здесь не выделяется высоко-

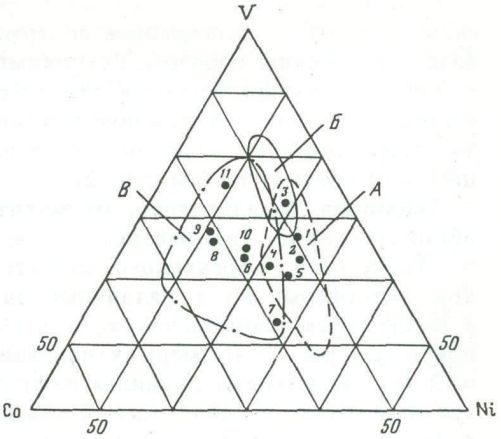


Рис. 3. Соотношение Co—V—Ni в породах рифтогенных структур разновозрастных магматических формаций

Средний состав рифтогенных базальтов мелового возраста: *1, 3, 4* — базальтов: *1* — скв. 462А (комплекс В), *3* — скв. 462, 462А (комплекс А), *4* — скв. 317А; *2, 5* — магнезиальных базальтов: *2* — скв. 462А (комплекс В), *5* — скв. 317А. Средний состав рифтогенных базальтов плиоцен-плейстоценового возраста: *6, 8, 10* — базальтов: *6* — скв. 422, 429А, *8* — скв. 425, *10* — скв. 428, 428А; *7,9* — ферробазальтов: *7* — скв. 420—427, *9* — скв. 424, 424А, 424В, 424С; *11* — средний состав рифтогенных базальтов.

Контуры распространения фигуративных точек базальтов: *АБ* — мелового возраста (*А* — комплекс В, *Б* — комплекс А), *В* — плиоцен-плейстоценового возраста

скоростной слой 3В. По сравнению с базальтами рифтогенных структур, формационная принадлежность и возраст которых для Западно- и Восточно-Тихоокеанского секторов различаются, базальты абиссальных плит по составу близки и различаются только по возрасту. Несмотря на фрагментарный характер собранного материала, к настоящему времени выявляются геолого-петрографические и геохимические черты, присущие только этим базальтам. В отличие от магматитов рифтогенных структур, образующих линейные пояса большой протяженности, базальты абиссальных плит имеют площадное распространение. Они характеризуются ареальным типом излияния на больших пространствах. Формы залегания — субгоризонтальные покровы или потоки порфировых базальтов, перемежающиеся с гиалокластитами. С определенной долей условности мы полагаем, что в разрезе вулканитов абиссальных плит присутствуют и силлы, состав которых, очевидно, близок к базальтам. Этой группе базальтов свойственны свои петрографические особенности.

Как было показано выше, для базальтов рифтогенных структур характерно незначительное количество или полное отсутствие кристаллов фенокристовой фазы. Базальты же абиссальных плит отчетливо порфировые, с хорошо развитыми довольно крупными призматическими или таблитчатыми формами кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, содержание которых достигает 10—12%. Такие вкрапленники могли кристаллизоваться во время остановки магмы в промежуточной камере при ее подъеме к поверхности. Это говорит о проявлении этапа протокристаллизации при формировании базальтов абиссальных плит в противоположность рифтогенным базальтам, которые возникли в результате очень быстрого подъема магмы без существенных остановок. Различия отмечаются и в структуре. Если рифтогенным базальтам свойственны метельчатые, скелетные структуры с характерной тенденцией к собирательной кристаллизации плагиоклаза и моноклинного пироксена, образующие сноповидные, метельчатые агрегаты, то в базальтах абиссальных плит такие структуры отсутствуют. Отмеченные структурные особенности позволяют делать выводы о резко различных условиях формирования двух типов базальтов — рифтогенных и базальтов абиссальных плит. По содержанию и составу породообразующих минералов базальты абиссальных плит близки к континентальным платобазальтам. В них широко развиты магнетит, титаномагнетит и отсутствуют магнезиохромиты. Среди базальтов абиссальных плит встречаются железистые разновидности, которые, по-видимому, следует рассматривать как ферробазальты. По петрохимическим параметрам базальты абиссальных плит существенно отличаются от базальтов рифтогенных структур. Они обеднены Mg, Ni и Cr и обогащены Ti, K, V

и Zr (см. табл. 2). Главная же петрохимическая особенность базальтов абиссальных плит — повышенное содержание K, близкое к содержанию K в платобазальтах. Таким образом, петрохимическое своеобразие этих пород, контролирующихся дизъюнктивными структурами абиссальных плит, т.е. занимающих особое структурное положение в ложе океана по сравнению с рифтогенными базальтами, позволяет выделить их в особую формацию, названную нами формацией плитобазальтов (см. рис. 2).

Эволюция базальтового магматизма. Эволюция базальтового магматизма обоих секторов Тихоокеанского талассократона началась с развития одного и того же типа — ареального, характерного для абиссальных областей океанической литосферы, но в различные эпохи: в Западно-Тихоокеанском секторе — в позднеюрско-раннемеловую, а в Восточно-Тихоокеанском — в эоцен-миоценовую (см. рис. 2). По мере активизации тектоно-магматических процессов ареальный тип магматизма сменился рифтогенным, а затем магматизмом наложенных вулканических поясов. Как указывалось, в Западно-Тихоокеанском секторе рифтогенные структуры возникли в меловой период. С большим перерывом во времени подобный процесс проявился в Восточно-Тихоокеанском секторе, где рифтогенные структуры формировались с неогена. Таким образом, в каждом секторе в ходе тектоно-магматической эволюции этап относительной стабилизации океанического ложа, сопровождавшийся ареальным типом магматизма, сменялся этапом формирования линейных вулканических поясов, приуроченных к рифтогенным структурам. Завершился океанический магматизм формированием наложенных вулканических поясов, отличающихся по типу от магматизма предыдущих этапов. Эта общая закономерность смены типа магматизма ареального линейным, в одинаковой степени характерного для обоих секторов Тихого океана, осложняется различиями условий формирования рифтогенных структур, образовавшихся в различные эпохи, что приводит к появлению в рифтогенных зонах Западно- и Восточно-Тихоокеанского секторов специфических магматических формаций. В Западно-Тихоокеанском секторе рифтогенный магматизм начался с раннего мела и продолжался длительное время. Масштабы его проявления были значительными. Магматический процесс имел полный цикл развития — от пароксизма тектоно-магматической активизации, когда сформировались породы коматиит-толеитовой формации, до периода ее затухания, когда на завершающей стадии рифтогенеза образовались магматиты формации толеитовых долеритов и базальтов, сменившие базальты коматиит-толеитовой формации.

Различия в условиях формирования рифтогенных структур приводят к появлению в рифтогенных структурах Западно- и Восточно-Тихоокеанского секторов нескольких магматических формаций, породные группы которых характеризуются различной геохимической специализацией. Выявленные различия в петрогеохимическом составе и эволюции базальтового магматизма разновозрастных рифтогенных структур обусловлены прежде всего различиями в составе верхней мантии, а также разной глубиной заложения магматических очагов и неодинаковыми физико-химическими условиями кристаллизации магматических расплавов. Базальты меловых рифтогенных структур Западно-Тихоокеанского сектора сформировались в условиях "рассеянного" спрединга, при быстром подъеме и кристаллизации магмы, что привело к появлению практически не дифференцированной типоморфной ассоциации магнезиальных пород (оливин-плагиофировых и плагиофировых базальтов), относительно обогащенных закисным железом, хромом и специализированных на никель.

В Восточно-Тихоокеанском секторе рифтогенный магматизм начал проявляться с неогена и не закончился до настоящего времени. Магматизм этого периода рифтообразования характеризовался закономерным, цикличным развитием частично фракционированной магмы при быстром её подъеме и кристал-

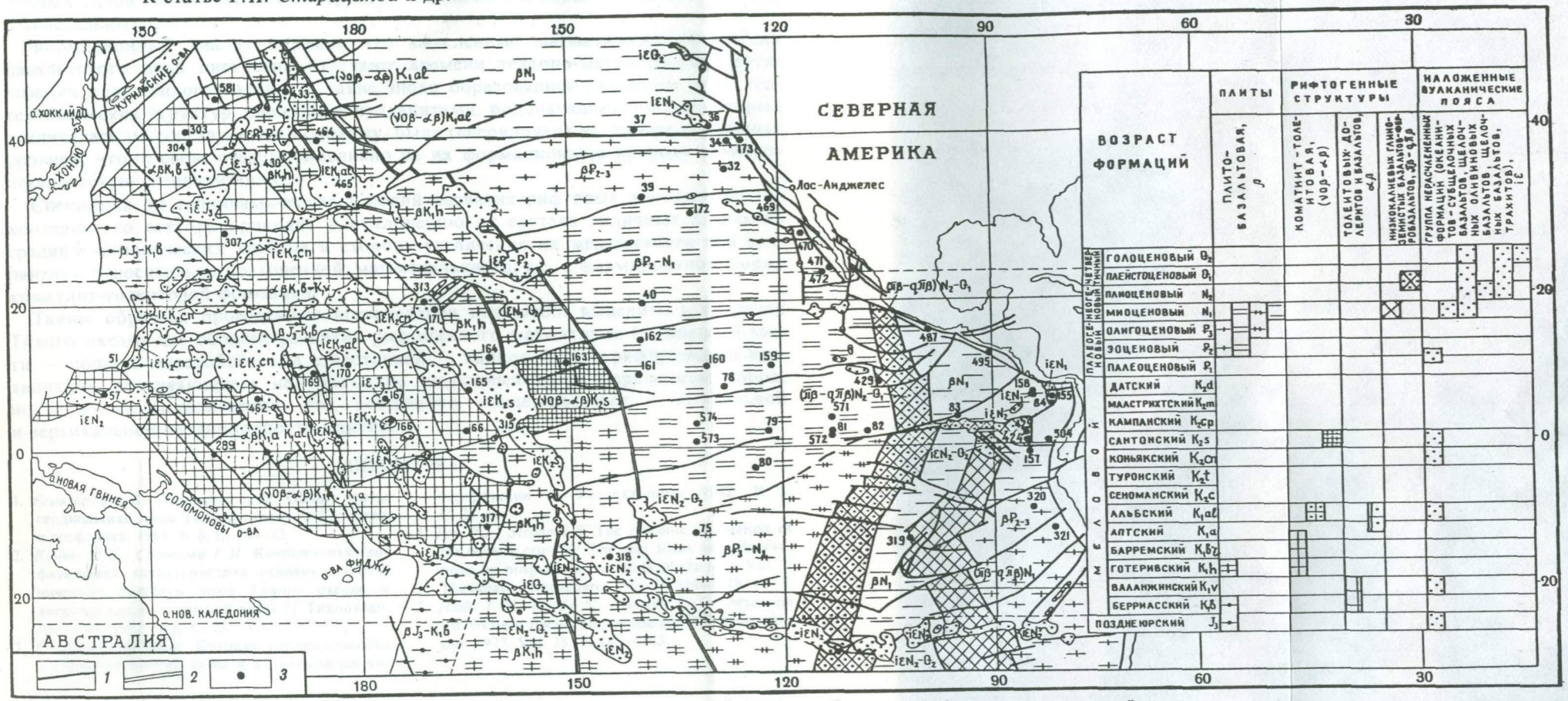


Рис. 2. Схема структурно-магматического районирования базальтового фундамента центральной части Тихого океана

1 — разломы; *2* — граница раздела западного и восточного секторов океана; *3* — скважины глубоководного бурения

лизации в условиях линейного спрединга, что привело к образованию слабо дифференцированной типоморфной ассоциации пород базальты — ферробазальты. В этот период рифтогенеза образуются большой протяженности вулканические пояса "особого рода", представленные типоморфной ассоциацией пород срединно-океанических хребтов.

В итоге проведенного структурно-магматического районирования установлены типоморфные ассоциации пород, появление которых связано с развитием различных типов геотектонических структур океанической коры — рифтогенных зон и абиссальных плит.

Формационный анализ показал, что выделенные магматические формации базальтового ряда дискретно отвечают времени тектоно-магматической активизации ложа Тихого океана. В такие эпохи образовались различные типы геотектонических структур, сложенные вулканитами, родоначальная магма которых различалась по составу и, по-видимому, была генерирована на разных глубинных уровнях, что, в свою очередь, повлияло на их формационную природу и металлогеническую специализацию.

Специфика же геодинамических условий развития рифтовых зон Западно-Тихоокеанского сектора приводит к отклонению от состава типичных базальтов срединно-океанических хребтов в сторону увеличения их железистости при сохранении относительно повышенной магнезиальности, т.е. к формированию пород коматиит-толеитовой формации.

Таким образом, проведенные исследования позволили выделить в пределах Тихого океана две области развития рифтогенного магматизма (в западной части — область мезозойского, а в восточной — кайнозойского рифтогенного вулканизма), различающиеся не только по петрохимическим параметрам пород, но и по их металлогении, что, безусловно, свидетельствует о латеральной и вертикальной неоднородности мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Егиазаров Б.Х., Литвинов Э.М.* Общие черты геодинамики ложа Тихого океана // Геология и геофизика. 1983. N 6. С. 24—33.
2. *Кунин Н.Я., Семенова Г.И.* Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры // Тихоокеан. геология. 1982. N 6. С. 28—35.
3. *Пущаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможная интерпретация // Геотектоника. 1982. N 5. С. 3—16.
4. *Fox P.J., Stroup J.B.* The plutonic foundation of the oceanic crust // The sea: Ideas and observations on progress in the study of the seas. Vol. 7. The oceanic lithosphere. 1981. P. 119—218.
5. *Hilde T.W., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution on the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. P. 145—165.

УДК 550.442:552.313+552.112(268)

В.Г. САХНО, Ю.А. МАРТЫНОВ

МАГМАТИЗМ И ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ОСНОВНЫХ СТРУКТУР ТИХОГО ОКЕАНА

Проведенные в последние годы комплексные геолого-геофизические исследования Тихого океана и его окраин выявили новые данные о структуре и вещественном составе пород океанического ложа. Это позволяет уточнить и более обоснованно подойти к выделению латеральных и глубинных неоднородностей океана, отмеченных ранее [7, 10].

Накопленный материал по геологии, магматизму и особенностям строения океанического дна позволяет выделить в пределах Тихого океана несколько крупных суперпровинций, различающихся между собой как геолого-геофизическими, так и петролого-геохимическими параметрами. Будучи связанными с

глубинными процессами, они отражают разные уровни генерации магм, а состав слагающих их пород — неоднородность субстрата. Таким образом, изучение магматизма позволяет, с одной стороны, связать особенности состава его продуктов с составом и глубинным строением зон генерации, с другой — выявить влияние на процесс плавления глубинных флюидных струй. Существование таких струй доказывается анализом изотопных данных по магматическим породам некоторых районов Тихого океана. В то же время анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) даже из одной скважины показывает, что существуют вертикальные неоднородности в мантии.

Как отмечалось выше, область Тихого океана с севера на юг по линии Главного Тихоокеанского георазде́ла (Императорский разлом, Гавайский хребет и далее на юг вдоль разломной зоны западнее поднятия Центральной котловины, вдоль цепи Маркизских островов и далее с поворотом на запад по разлому Истер и хребту Сала-и-Гомес к побережью Южной Америки) делится на две огромные суперпровинции — Восточную и Западную. Каждая суперпровинция включает несколько петрогеохимически-структурных провинций. Суперпровинциям свойственны определенные характеристики строения, состава и структурно-морфологические особенности элементов [11, 14 и др.].

Восточная суперпровинция, состоящая из нескольких более мелких провинций — Северо-Восточной, Экваториальнай, Перуанской и других, характеризуется в целом единством морфологических типов: глубоководные котловины со слабо выраженным рельефом дна, на котором выделяются многочисленные расположенные неравномерно вулканические горы. По геофизическим данным, мощность литосферы для Северо-Восточной провинции (котловины) не превышает 60 км, возраст осадков не древнее 80 млн лет, с омоложением в восточном направлении, к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Мощность коры 5,5—7 км. При этом мощность неуплотненных осадков 150—300 м, второго слоя — 1,5—2 км ($V_c = 5{,}2 \div 5{,}5$ км/с), третьего слоя — 4—80 км ($V_c = 6{,}6 \div 6{,}9$ км/с). В зоне ВТП наблюдаются уменьшения мощности второго и третьего слоев и подъем низкоскоростной мантии ($V_c = 7{,}6 \div 7{,}8$ км/с).

Для этого региона уникальными являются широтные разломы большой протяженности, расчленяющие дно. Драгирование в их пределах позволило получить новые данные о строении и составе абиссальных плит [11, 14 и др.]. Трансформные разломы обычно ограничивают крупные блоки, которые могут рассматриваться как петрохимические провинции (Северо-Восточная, Экваториальная, Галапагосская, Перуанская и др.) с определенными особенностями строения и состава. Для Восточной суперпровинции, кроме того, характерно полосовое магнитное поле: линейные магнитные аномалии выдержаны на значительных расстояниях, а их происхождение, возможно, связано с процессом спрединга.

Западная суперпровинция располагается к западу от Главного Тихоокеанского раздела, вплоть до систем островных дуг — от Курило-Камчатской на севере до Тонга—Кермадек на юге. Она состоит из отдельных провинций — Северо-Западной, Центральной, Каролинской, Южной, разделенных как крупными разломами, так и системой вулканических поясов и поднятий. Эта суперпровинция отличается большим разнообразием структурных и морфологических форм, строением и составом слагающих ее магматических пород, мощностью коры и глубинным строением мантии. Здесь выделяются котловины с различной граничной скоростью, глубиной залегания поверхности Мохоровичича и астеносферные слои в мантии. Так, для Северо-Западной котловины характерны $V_{гр} = 8{,}6$ км/с и глубокое залегание астеносферной мантии, а для Восточно-Марианской — $V_{гр} = 8{,}2 \div 8{,}4$ км/с с быстрым затуханием на глубине, что интерпретируется как наличие на глубине волновода. В Южной котловине граничные скорости в верхней части мантии и на глубине 28—29 км различны (8,4—9 км/с), что свидетельствует о ее слоистости и латеральной изменчивости.

В пределах Западной суперпровинции выделяется серия океанических поднятий с утолщенной корой (от 11—14 до 25—40 км): Шатского, Хесса, Манихики, Магеллана, Онтонг-Джава — со сплошным слоистым строением разреза и наиболее древними осадочными породами.

Вулканические поднятия, развитые исключительно в Западной суперпровинции, являются наложенными, более молодыми по отношению к структурам ложа котловин и характеризуются разнообразием форм проявления и различной мощностью коры. Здесь и линейные структуры (Императорская, Гавайская и др.), и овальные, и сложные по очертаниям (Маркус-Неккер, острова Маркизские, Лайн, Маршалловы, Каролинские, Кука и т.д.). Последние характерны для Центральной котловины. Отражением разнообразия структурных форм является магматизм, который отличается наибольшей пестротой состава и петрогеохимической спецификой.

Несмотря на разнообразие структур и характера проявления магматизма и глубинного строения, этой суперпровинции свойственны: большая (70—90 км) мощность литосферы и коры, ее более древний возраст, наличие крупных блоков типа "океанических земель" с утолщенной корой, сплошная структура мантии и ее слоистость, разнообразный состав магматических проявлений как ложа котловин, так и вулканических поднятий. Таким образом, характерная черта суперпровинции — глубинная и поверхностная неоднородность.

Следующей суперпровинцией является система окраинных морей, обрамляющих с запада ложе Тихого океана и в большей степени подчеркивающих неоднородность и ассиметричность его строения. Гетерогенность их происхождения хорошо выявляется из сравнения структурных особенностей, магматизма и глубинного строения наиболее хорошо изученных Японского и Филиппинского морей.

Особой петрографической суперпровинцией является ВТП. Несмотря на структурно-морфологическое единство на большом протяжении, оно характеризуется неоднородным строением коры и гетерогенным субстратом в различных его частях. Это обусловлено прежде всего различными глубинами и значительными скоростями волн в верхней мантии как вдоль хребта, так и на отдельных отрезках поперек его оси. Глубина залегания поверхности Мохоровичича значительно изменяется — от 8—9 до 10—13 км, а граничная скорость $V_{гр} = 7{,}5 \div 8{,}1$; поперек оси $V_{гр}$ увеличивается до 8,3 км/с по мере удаления. В верхней части мантии вдоль поднятия фиксируется волновод (~9—10 км), соответствующий, по-видимому, магматическому очагу.

Данные по составу магматических пород, особенно по распределению редких и редкоземельных элементов, по изотопии различных блоков хребта в еще большей степени противоречат представлениям об однородности условий генерации магм и субстрата, из которого они выплавлялись. Другими словами, для ВТП, так же как и для других структурных элементов океана, характерна вещественная неоднородность, определяемая латеральной и глубинной неоднородностью мантии.

Таким образом, в пределах Тихоокеанского блока Земли выделяются четыре крупные суперпровинции с характерными чертами строения, развития и состава магматических пород. Их наличие подчеркивает структурную неоднородность высшего порядка. В пределах каждой суперпровинции выделяются провинции — подразделения более мелкого порядка, характеризующие отдельные океанические блоки, несущие черты общего сходства. На фоне сходства выявляются различия внутреннего строения и эволюции магматизма. Остановимся более детально на особенностях состава магматических пород, занимающих различное структурно-морфологическое положение как в отдельных провинциях, так и внутри них.

Одной из наиболее интересных структур для решения вопроса однородности базальтов, условий их происхождения и механизма формирования является

ВТП — структура, согласно тектонике плит генерирующая породы второго слоя океанической коры. Многочисленные данные, полученные в последние годы при бурении, показывают, что базальты срединно-океанических хребтов неоднородны по характеру распределения как петрогенных компонентов, так и особенно микроэлементов — Sr, Zr, Ba, Rb и РЗЭ. На характер распределения этих элементов, безусловно, оказывают влияние процессы кристаллизационной дифференциации и частичного плавления. Однако соотношения между ними, их изменения отражают устойчивый региональный признак, что может быть связано со средой генерации расплавов. В результате выявляются определенные региональные петрохимические провинции.

Согласно современным экспериментальным данным и петрологическим исследованиям магматических пород ведущая роль в процессах плавления принадлежит летучим компонентам глубинного происхождения. Их роль определяется не только влиянием на температуру и состав выплавок, но и способностью эффективно осуществлять транспортировку многих элементов.

Важно, что флюидный режим и петрохимические региональные черты взаимосвязаны, взаимообусловлены и отражают, видимо, глубинность этого явления, гетерогенность мантии, возможно весьма древнюю [7, 49]. Ниже для сравнения будут подробно рассмотрены серии магматических пород ВТП (в основном центральной части), магматические комплексы структурных элементов дна океанического ложа, вулканических и иных поднятий Центральной котловины Западной субпровинции и магматические образования Японского и Филиппинского морей.

Перечисленные области представляют собой наиболее типичные магматические провинции субширотного латерального ряда: от структур, характеризующихся процессами образования океанической коры (ВТП), к структурам более древнего заложения и развития с наложенными вулканическими поясами и до окраинных морей востока Азии, происхождение которых в той или иной степени связано с деструкцией блоков континентальной коры или ее наращиванием. Здесь представлены все структурно-морфологические элементы Тихого океана, наиболее детально описанные и исследованные на данном этапе. Обширная литература по северо-западной части океана, детальные работы, проведенные в последние годы советскими научно-исследовательскими судами, а также данные DSDP (рейсы 55, 62 и др.) позволили получить новый материал по Северо-Западной и Северо-Восточной котловинам, по поднятиям Шатского и Хесса, разломам Императорскому, Кларион и др., по Гавайской, Императорской вулканическим цепям [10—14]. В этих работах приводится подробный анализ магматизма и структур, что позволяет в дальнейшем детально не останавливаться на особенностях петрохимического и геохимического состава пород.

Восточно-Тихоокеанское поднятие. Структура, магматизм и глубинное строение ВТП сравнительно хорошо изучены в районе 9° с.ш., а также у входа в Калифорнийский залив, там, где пробурены скважины рейсов 54, 64 и 65. Кроме того, здесь были проведены драгировки. Детальные работы были выполнены в районе Галапагосского и Коста-Риканского рифтов (скв. 424, 425, 504). Имеется также материал по хребту Горда — Хуан-де-Фука и островам, расположенным либо на оси хребта, либо на его склонах. Это дает возможность более детально охарактеризовать базальты этого участка ВТП.

При характеристике магматических комплексов, помимо валового химического состава, приводятся литературные данные по содержанию отдельных редких и редкоземельных элементов, в некоторых случаях — по изотопии Sr и Pb. В целях изучения состава флюидов проведено комплексное, по описанной в литературе методике, изучение химического состава газово-жидких и расплавных включений в минералах вулканических пород различных структур.

Как отмечено выше, сравнительные данные по составу базальтов ВТП показывают весьма большие колебания содержания как петрогенных окислов, так

и редких и редкоземельных элементов, причем даже на сравнительно небольших расстояниях. Здесь выделяется разнообразный в петрохимическом отношении спектр базальтов — от примитивных толеитов к толеитам MORB. Последние также весьма значительно колеблются по составу — до промежуточных типов (Т-базальты), ферробазальтов и щелочных базальтов. Щелочные базальты встречаются сравнительно редко, в то время как ферробазальты распространены более широко и приурочены к определенным структурам.

В скважинах рейса 54 у 9° с.ш. был пробурен профиль от оси ВТП на запад, примерно от 104 до 107° з.д., в целях получения данных по коре с высокой скоростью спрединга. Наиболее полная информация о составе базальтов в осевой части ВТП, помимо скв. 427 DSDP, была получена при драгировании в разломе Сикейрос. Здесь встречены пикритовые, богатые оливином базальты с высоким содержанием Mg и низким — Ti, щелочей и некогерентных элементов, а также щелочные базальты с высоким содержанием щелочей, особенно K и легких РЗЭ, примитивные толеиты и переходные разности (табл. 1, N 6—11). В скв. 427, расположенной вблизи оси поднятия, были вскрыты как толеиты, так и ферробазальты со сравнительно высоким содержанием Ti, Fe и щелочей и некоторых некогерентных элементов (табл. 1, N 22, 23). Значительные колебания составов базальтов характерны и для других скважин (420, 421, 423 и 429), расположенных к западу от оси поднятия. Как видно из табл. 1 (N 17—20), им свойственны колебания содержаний не только петрогенных окислов, но и микроэлементов, в том числе РЗЭ. В последних отмечается слабая отрицательная европиевая аномалия, которая в большей степени характерна для базальтов зоны Сикейрос. Слабая положительная аномалия по европию проявлена в базальтах OCPR (табл. 1, N 21), которые в отличие от других базальтов наиболее деплетированы в отношении как легких, так и тяжелых РЗЭ.

Базальты Галапагосского рифта (скв. 425, 424) и Галапагосских островов характеризуются весьма пестрым составом. Но основными типами являются толеитовые базальты с низкой степенью дифференцированности (см. табл. 1, N 1, 2, 4), близкие по составу к примитивным (скв. 425, типы C_3 и C_1), и ферробазальты (скв. 424; см. табл. 1, N 3, 5) с высокой степенью фракционирования, с накоплением в основном Fe и Ti. На островах, помимо толеитовой островной серии, дифференцированной до исландитов, встречается оливин-базальтовая субщелочная серия с повышенной общей щелочностью (особенно K) [19]. В некоторых случаях (вулкан Джеймс) отмечаются крайние члены этой серии — трахиты.

Следует отметить, что породы толеитовой серии островов являются кварц- и гиперстеннормативными. В целом базальтам Галапагосского рифта свойственны низкие концентрации некогерентных элементов (особенно Sr, Zr, K_2O, РЗЭ), отрицательная европиевая аномалия, которая наиболее отчетливо проявлена в ферробазальтах.

Севернее, где ВТП подходит к Калифорнийскому заливу и далее со смещением вдоль трансформных разломов простирается в глубь него, раздвигая континентальные блоки, в рейсах 64 и 65 судна "Гломар Челленджер" была пробурена серия скважин. Многие из них вскрыли базальты, долериты и габбро либо в непосредственной близости от оси поднятия (скв. 484, 482, 485), либо на периферии, вблизи континентальных блоков (скв. 474, 481, 475). Кроме того, скв. 477 и 481 вскрыли базальты в рифтах, непосредственно в центрах осей. Таким образом, аналитический материал дает в полной мере характеристику состава расплавов в зонах магмообразования под осью поднятия и на удалении от него, что позволяет судить и о характере глубинных процессов, строении мантии, о ее гетерогенности или гомогенности.

Базальты скв.474А (см. табл. 1, N 24, 25) — типичные породы второго океанического слоя, возраст которых около 3,2 млн лет. Они представлены пиллоу-лавами и массивными плагиоклаз-оливиновыми шпинелевыми базальтами со значитель-

Таблица 1

Средние составы базальтов ВТП и сопряженных с ним рифтов и хребтов (окислы в вес.%, элементы в г/т)

Компонент	Галапагосский рифт					Разлом Сикейрос около ВТП		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50,4	50,3	50,3	50,4	50,5	49,7	47,9	49,1
TiO_2	1,42	0,99	1,88	1,09	3,13	0,92	2,49	1,89
Al_2O_3	13,6	13,9	12,7	15,0	12,0	16,6	15,6	16,4
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11,62*	10,39*	13,51*	8,97*	16,97*	8,39*	10,21*	9,16*
MnO	0,18	0,17	0,21	0,15	—	0,15	0,15	0,16
MgO	7,03	7,57	6,68	8,00	4,92	9,77	6,98	8,5
CaO	11,98	12,15	10,51	12,84	9,69	12,62	9,54	10,73
Na_2O	2,18	1,96	2,05	2,45	2,51	2,33	3,69	3,03
K_2O	0,02	0,06	0,08	0,07	0,16	0,07	1,07	0,49
P_2O_5	0,18	0,17	0,19	0,07	0,26	0,09	0,28	0,28
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	48	70	67	—	—	—	—	—
Sr	56	49	65	—	—	—	—	—
Zr	68	51	118	—	—	—	—	—
La	—	—	3,4	—	—	1,48	21,01	9,85
Ce	5,6	3,8	10,9	—	—	6,07	46,17	25,68
Sm	—	—	—	—	—	2,08	6,72	4,81
Nd	6,8	—	10,17	—	—	—	—	—
Eu	1,1	0,83	1,6	—	—	0,81	2,07	1,55
Tb	—	—	1,1	—	—	0,52	1,19	0,87
Tm	—	—	0,78	—	—	—	—	—
Yb	3,7	2,8	4,9	—	—	2,11	3,40	3,21
Lu	—	—	0,75	—	—	0,34	0,49	0,48
Hf	2,0	1,3	3,1	—	—	1,4	5,3	4,0

Компонент	Разлом Сикейрос около ВТП			Коста-Риканский рифт			Хребет Хуан-де-Фука	
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	49,19	47,78	47,74	50,4	49,8	50,4	50,3	49,9
TiO_2	0,83	0,86	1,68	1,37	0,78	0,92	1,24	2,69
Al_2O_3	14,12	14,50	14,83	15,3	16,9	15,81	16,5	13,2
Fe_2O_3	0,95	0,93	1,07	9,95*	9,01*	9,86*	8,99	14,49
FeO	8,37	8,24	9,46	—	—	—		
MnO	0,14	0,14	0,16	0,18	0,14	0,16	0,18	0,24
MgO	15,23	13,27	11,29	8,17	8,92	8,26	7,46	6,08
CaO	10,19	10,64	12,13	12,5	12,8	12,8	12,55	10,27
Na_2O	1,41	2,19	2,06	2,5	1,9	2,0	2,56	2,74
K_2O	0,02	0,06	0,14	0,06	0,10	0,12	0,13	0,16
P_2O_5	0,14	0,13	0,15	0,13	0,04	0,07	0,09	0,24
П.п.п.	0,41	0,26	0,16	—	—	—	—	—
Ni	245	195	190	97	156	115	—	33
Sr	140	125	132	105	64	65	—	100
Zr	—	—	—	104	40,2	46,9	—	—
La	1,4	1,6	1,9	—	—	—	—	7,7
Ce	—	—	—	10,6	2,91	3,92	—	23,8
Sm	—	—	—	3,16	1,49	1,83	—	6,8
Nd	—	—	—	9,48	3,49	4,57	—	20,5
Eu	0,8	1,0	1,1	1,16	0,615	0,714	—	2,23
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	3,37	2,15	2,50	—	6,57
Lu	0,35	0,41	0,50	—	—	—	—	—
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	ВТП							
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	50,93	51,54	50,90	49,72	50,73	49,34	50,04	44,5
TiO_2	1,94	2,15	2,10	1,15	1,45	1,40	2,45	1,28
Al_2O_3	13,77	14,14	13,55	15,87	14,32	14,92	13,64	15,2
Fe_2O_3	2,99	4,04	4,89	3,64	2,40	—	—	10,77
FeO	8,47	6,13	6,68	4,63	7,25	10,05*	13,57*	
MnO	0,20	0,20	0,18	0,15	0,17	0,19	0,23	0,17
MgO	7,18	6,44	6,82	7,12	8,21	8,46	6,57	14,87
CaO	11,21	11,04	10,87	12,99	11,99	11,89	10,34	9,59
Na_2O	2,55	2,78	2,57	2,33	2,74	2,95	3,16	2,47
K_2O	0,16	0,37	0,35	0,08	0,16	0,12	0,16	0,0
P_2O_5	0,19	0,19	0,22	0,11	0,17	—	—	0,09
П.п.п.	0,14	0,86	0,81	0,98	0,14	—	—	1,22
Ni	82	12	49	139	112	—	61	522
Sr	115	124	129	138	175	—	124	106
Zr	161	178	162	65	104	—	173	70
La	—	—	—	—	—	—	—	1,1
Ce	13,83	18,49	17,01	11,24	10,98	15,34	18,32	6,9
Sm	4,83	—	5,87	4,72	3,79	4,89	6,13	3,5
Nd	13,20	17,94	16,27	11,19	9,97	—	17,16	9,2
Eu	1,62	2,12	1,97	1,48	1,36	1,72	2,01	1,40
Tb	1,13	1,51	1,38	0,97	0,82	1,08	1,37	0,73
Tm	0,69	1,02	0,90	0,55	0,48	0,66	0,88	
Yb	4,37	5,97	5,47	3,71	3,09	4,54	5,37	2,68
Lu	—	—	—	—	—	—	—	0,43
Hf	3,27	4,25	4,0	2,71	2,51	3,68	4,27	2,49

Компонент	ВТП							
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO_2	48,7	49,8	48,3	50,1	49,67	49,81	47,61	48,40
TiO_2	2,27	1,92	1,17	2,25	1,33	2,27	1,19	2,41
Al_2O_3	15,2	15,7	17,2	15,4	15,36	14,74	15,34	14,53
Fe_2O_3 } FeO }	11,66	10,25	9,33	10,94	10,99	11,64	9,89	13,67
MnO	0,16	0,17	0,14	0,17	0,16	0,14	0,17	0,22
MgO	7,25	6,95	9,20	6,82	7,80	7,4	8,8	6,6
CaO	10,84	11,70	11,61	9,90	12,15	10,27	11,95	11,50
Na_2O	2,80	3,11	2,79	3,22	2,47	2,86	2,52	2,64
K_2O	0,23	0,20	0,18	0,51	0,06	0,10	0,08	0,20
P_2O_5	0,26	0,33	0,24	0,34	0,11	0,19	0,11	0,20
П.п.п.	0,50	—	0,14	—	—	—	0,49	0,06
Ni	87	48	118	87	47	55	60	61
Sr	158	243	228	208	93	112	111	109
Zr	147	150	107	171	71	128	57	144
La	6,6	7,1	5,3	8,4	2,2	4,1	1,9	4,7
Ce	20,8	23,4	15,2	24,2	10,3	16,3	7,9	18,1
Sm	5,5	—	4,01	5,52	2,98	5,1	2,46	5,99
Nd	16,2	19,1	12,5	18,3	8,8	14,3	7,2	18,1
Eu	2,1	2,19	1,41	1,94	1,38	2,01	1,16	2,19
Tb	1,34	1,18	0,82	1,20	0,86	1,28	0,70	1,53
Tm	—	—	—	—	0,60	—	0,46	0,46
Yb	4,93	4,31	2,67	4,24	3,7	5,3	2,82	6,09
Lu	0,80	0,66	0,43	0,65	0,64	0,89	0,48	0,97
Hf	3,80	5,53	2,67	4,24	2,66	4,70	1,95	4,76

Таблица 1 (окончание)

Компонент	ВТП		Плита Наска			
	33	34	35	36	37	38
SiO_2	49,49	49,34	50,47	49,48	50,02	49,90
TiO_2	1,82	2,34	1,70	2,41	1,17	1,95
Al_2O_3	15,02	14,79	15,47	13,09	14,79	14,20
Fe_2O_3	11,23	12,60	3,45	3,78	2,63	1,18
FeO			5,4	9,83	6,79	9,79
MnO	0,17	0,18	0,16	0,20	0,18	0,20
MgO	7,9	7,2	6,79	6,24	7,58	6,74
CaO	11,54	11,09	11,71	10,15	12,51	11,22
Na_2O	2,53	2,57	2,84	2,62	2,53	2,96
K_2O	0,07	0,17	0,22	0,13	0,09	0,12
P_2O_5	0,20	0,19	0,17	0,24	0,07	0,17
П.п.п.	0,16	0,07	1,07	0,81	0,62	0,91
Ni	59	63	111	67	105	87
Sr	98	102	129	101	111	117
Zr	104	131	117	169	67	126
La	2,9	3,7	3,62	5,6	1,57	3,83
Ce	10,6	14,4	11,1	17,0	5,86	12,8
Sm	3,61	4,81	4,04	5,02	2,40	4,34
Nd	—	15,0	—	—	—	—
Eu	1,60	1,91	1,37	1,72	0,98	1,52
Tb	1,16	1,34	0,97	1,22	0,713	0,97
Tm	0,77	0,80	—	—	—	—
Yb	4,44	5,30	4,43	5,43	2,87	4,68
Lu	0,74	0,86	0,673	0,875	0,45	0,776
Hf	3,14	4,04	3,1	4,41	1,83	3,86

* Суммарное железо.

Примечание. 1,2 — базальты скв. 425: 1— тип C_1, 2— тип C_2; 3 — базальты скв. 424 [40]; 4, 5 — образцы из драг: 4 — примитивный базальт, 5 — ферробазальт [31]; 6—8 — образцы из драг [28]: 6 — примитивный толеит, 7 — щелочной базальт, 8 — переходный тип; 9—11 — пикритовые базальты [45]; 12—14 базальты скв. 504B: 12 — базальт типа M, 13, 14 — примитивные толеиты типов D_7 и D_4; 15, 16 — базальты хребта Хуан-де-Фука [31, 37]: 15 — примитивный толеит, 16 — ферробазальт; 17—23 — базальты из скважин DSDP, рейс 54, 1980 г., район 9° с.ш. ВТП: 17—20 — скважины вблизи осевой части ВТП (17 — скв. 420, 18 — скв. 421, 19 — скв. 423, 20 — скв. 429), 21 — скв. 422, OCPR, 22, 23 — скв. 427, разлом Сикейрос (22 — толеит, 23 — ферробазальт); 24—34 — скважины ВТП в районе Калифорнийского залива [43] (данные рейсов 64 и 65): 24 — скв. 474A, обр. 2a, 25 — скв. 474A, обр. 8, 26 — скв. 477, обр. 2B, южный рифт, 27 — скв. 477, обр. 2c, южный рифт, 28 — скв. 481, северный рифт, 29 — скв. 482B, обр. 18, 30 — скв. 482B, обр. 13, 31 — скв. 483B, обр. 4, 32 — скв. 483B, обр. 7a, 33 — скв. 485A, обр. 35, 34 — скв. 485A; 35—38 — базальты из скважины на плите Наска [38]: 35, 36 — скв. 320, 321 соответственно, Перуанский бассейн, 37, 38 — скв. 319, 319A соответственно, глубоководная депрессия Бауэра.

ными колебаниями содержаний Ti (1,4—2,4%) и Na(2,3—3%). Долериты с возрастом около 1,3 млн лет (не связанные с формированием второго слоя) отличаются наиболее высокой магнезиальностью, содержанием Ni и очень низкой концентрацией некогерентных элементов и РЗЭ (см. табл. 1, N 24). Петрохимические особенности базальтов основания и магнезиальных долеритов трудно объяснить фракционированием или еще каким-либо иным процессом, кроме выплавления их из различных магматических источников в пределах гетерогенной мантии.

Базальты скв. 477 и 481 (см. табл. 1, N 1, 26—28), представляющие собой более молодые внедрения в осевую спрединговую часть, различаются по составу (в первую очередь по содержанию Ti и щелочей, Sr, Zr и легких РЗЭ) как между собой, так и с другими базальтами этой части рифта. Для базальтов северного рифта, бассейна Гуаймас прежде всего характерны повышенная щелочность (осо-

бенно калиевость), высокое отношение Sr/Zr, что отличает их от базальтов южного рифта (скв. 477). Но среди последних встречаются также переходные разности, близкие по составу к базальтам скв. 481 (северный рифт). В целом базальты этой части хребта менее деплетированы некогерентными элементами по сравнению с породами из скважин, расположенных к югу от входа в Калифорнийский залив, что, по-видимому, связано с разным составом мантийного источника. Однако определенную роль могла играть контаминация магмой блоков континентальной коры, о чем свидетельствует анализ базальтов скв. 475, расположенной непосредственно у континентального склона [43, 44].

К востоку от Галапагосского рифта располагается рифт Коста-Рики, характеризующийся феноменальными гидротермальными проявлениями в базальтовом основании дна. По составу базальты, вскрытые скважинами, отличаются от базальтов подобного типа Галапагосского рифта, хребта Хуан-де-Фука и других структур более высокой степенью деплетированности некогерентных элементов. Выделяются две группы пород (см. табл. 1, N 12—14) — типы M и D. Базальты типа M близки по составу к базальтам MORB, хотя и для них отмечаются несколько пониженные содержания целого ряда некогерентных элементов. Вторая группа характеризуется более низкими концентрациями Ti, щелочей, Zr, РЗЭ и др., но весьма высокими отношениями CaO/Na_2O и высокими ликвидусными температурами кристаллизации минералов (1230—1260° C) по сравнению с базальтами ВТП. Происхождение этих двух групп базальтов вряд ли можно объяснить только процессами кристаллизационной дифференциации или смешением магм. Предполагается, что оно связано с различными глубинными уровнями генерации магм в гетерогенной по составу мантии.

Заканчивая обзор пород различных участков ВТП, следует остановиться на основных особенностях строения и состава второго океанического слоя.

1. Сравнение данных по составу базальтов (см. табл. 1) показывает, что они отличаются значительными вариациями содержаний индикаторных петрогенных окислов (TiO_2, щелочей и особенно K_2O, MgO и ΣFe; рис. 1,*А*), что и определяет разнообразие их петрохимических типов. Здесь известны ферробазальты, щелочные оливиновые базальты, примитивные толеиты, типичные срединно-океанические базальты, а также переходные типы базальтов (T-тип). Ферробазальты, с наиболее высоким содержанием Fe, особенно широко распространены в Галапагосском рифте, значительно реже — в осевой части ВТП и за его пределами.

Наиболее существенно варьирует состав базальтов в пределах осевой части ВТП в районе Калифорнийского залива, а также вдоль его оси между различными отрезками (между 8 и 23° с.ш.). Колебания состава пород отмечаются и вкрест простирания поднятия, даже на небольших расстояниях. Еще более значительны они в базальтах Галапагосского и Коста-Риканского рифтов восточного фланга ВТП, что особенно наглядно видно при сравнении соотношений TiO_2/Zr и Sr/Zr. Вариации состава пород существенны даже в разрезах одной скважины (см. рис. 1,*Б,В*, скв. 504B, типы D и M; скв.425, типы C_1 и C_3 и т.д.), особенно в распределении РЗЭ (рис. 2,*А,Б*). Намечаются структуры, вулканические породы которых наиболее деплетированы в отношении концентраций РЗЭ и некоторых некогерентных элементов. В большей степени это свойственно примитивным толеитам Коста-Риканского и Галапагосского рифтов. Значительные колебания характерны и для базальтов осевой части ВТП, как для отдельных его участков, так и в пределах одной скважины (см. рис. 2,*Б*, скв. 483, обр. 2 и 7а и т.д.).

2. Анализ составов базальтов, отражающих этапы формирования коры в зоне спрединга и более позднего островного магматизма ВТП, показывает, что в целом они деплетированы в отношении некоторых некогерентных элементов. Особенно это свойственно базальтам коры (N-тип MORB).

По валовому составу все породы ВТП более кремнекислые, "кварцнормативные" по сравнению с таковыми других структур океана. Эта особенность более

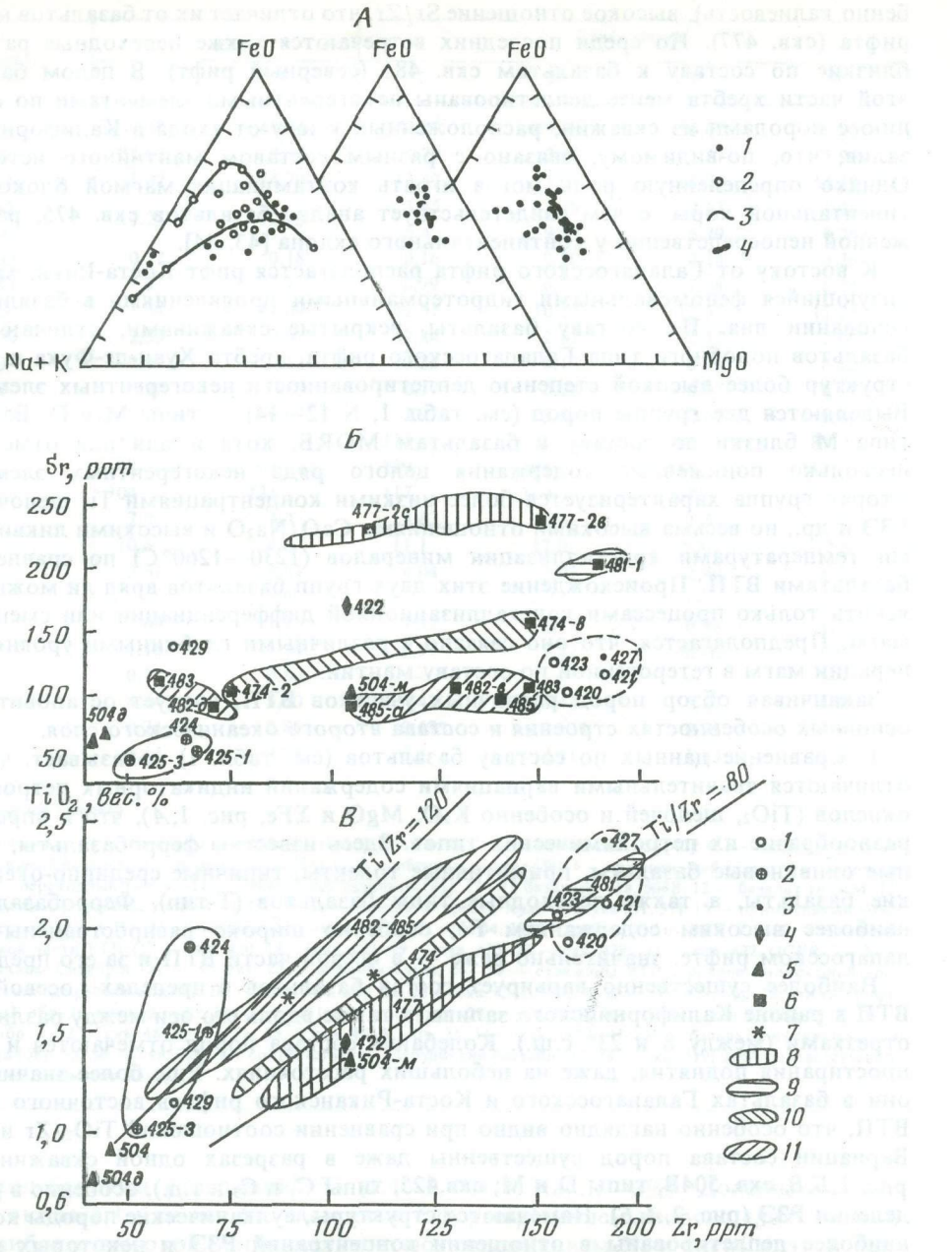


Рис. 1. Характер распределения некоторых петрогенных окислов и микроэлементов в базальтах различных участков ВТП

А — диаграмма *AFM* для лав осевой части ВТП и его островов [33]: *1* — подводные горы и хребты ВТП; *2,3* — дифференцированные серии островов (верхняя — о-ва Пасхи, нижняя — о-ва Гуадалупе); *4* — участки наибольшего сгущения точек составов.

Б, В — распределение Zr, Sr и TiO_2 в базальтах скважин, пробуренных в различных участках ВТП (по данным рейсов 54, 64, 65, 69 "Гломар Челленджера"): *1—7* — базальты: *1* — осевой части ВТП (скв. 420, 421, 423, 429) (см. табл. 1), *2* — Галапагосского рифта (скв. 424, 425), *3* — разлома Сикейрос (скв. 427), *4* — срединно-океанического хребта (скв. 422), *5* — рифта Коста-Рика (скв. 504В), *6* — скважин Калифорнийского залива, *7* — средние *N*-типа [48]; *8—11* — поля составов базальтов скважин Калифорнийского залива [44]: *8* — бассейна Гуаймас южного рифта (скв. 488А), *9* — северного рифта (скв. 481), *10* — восточного фланга ВТП у входа в Калифорнийский залив (скв. 474), *11* — центрального участка ВТП (скв. 482—485)

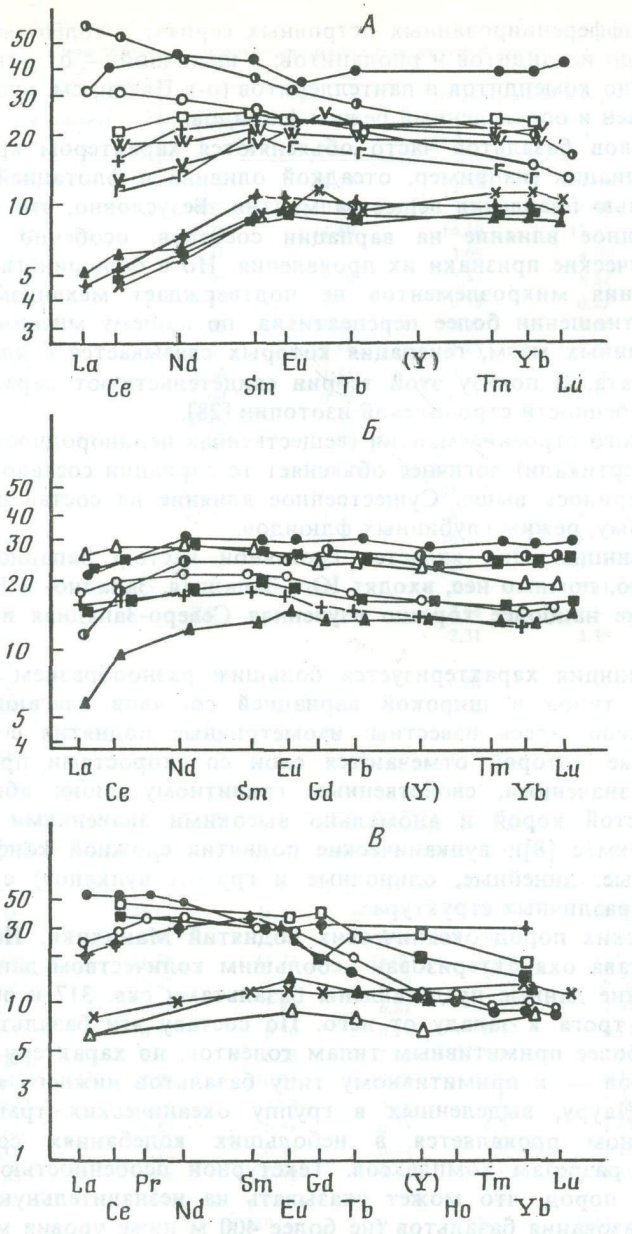


Рис. 2. Диаграмма фракционирования РЗЭ в базальтах основных структур Тихого океана (данные нормализованы по хондриту)

А — базальты ВТП (в районе 9° с.ш.): *1* — толеитовые базальты, драгированные на восточном склоне поднятия [28]; *2* — базальты переходного типа (Т-тип), там же; *3* — щелочные базальты, там же; *4* — ферробазальты с содержанием FeO 18,4% [45]; *5* — пикритовый базальт разлома Сикейрос [46]; *6—12* — базальты: *6* — D-типа рифта Коста-Рика (DSDP, рейс 60), *7* — Галапагосского рифта (скв. 425) [34], *8* — разлома Сикейрос (скв. 427), *9* — ВТП (скв. 421, 423, 429), *10* — Галапагосского рифта (скв. 424), *11* — М-типа разлома Коста-Рика (DSDP, рейс 69), *12* — срединно-океанического хребта (скв. 422) [34]

Б — базальты ВТП в районе Калифорнийского залива [34]; *1, 2* — осевой части поднятия (скв. 483): *1* — обр. 483-2, *2* — обр. 483-7а; *3—5* — бассейна Гуаймас: *3, 4* — южного рифта (скв. 477, 478), *5* — северного рифта (скв. 481); *6, 7* — скважин у входа в Калифорнийский залив: *6* — скв. 485, восточный склон, *7* — скв. 474, западный склон поднятия. *В* — базальты структур Западной суперпровинции [36]: *1, 2* — Гавайских островов: *1* — щелочные и*2* — толеитовые базальты; *3, 4* — щелочные базальты поднятия Лайн (скв. 315): *3* — обр. 315А-34, *4* — обр. 315А-32; *5* — хребта Хуан-де-Фука [37]; *6* — дна Филиппинского моря (скв. 54); *7, 8* — плато Манихики (скв. 317А): *7* — обр. 317А-32, *8* — обр. 317А-34

четко проявлена в дифференцированных островных сериях: в толеитовой — от островных толеитов до исландитов и риодацитов; в щелочной — от оливиновых щелочных базальтов до комендитов и пантеллеритов (о-в Пасхи; см. рис. 1,*А* [25, 30] и др.). Им свойствен и определенный режим флюидов.

3. Вариации составов базальтов часто объясняются характером кристаллизационной дифференциации (например, отсадкой оливина и флотацией плагиоклаза и т. д.), степенью плавления вещества мантии. Безусловно, эти процессы оказывают определенное влияние на вариации составов, особенно там, где мы имеем петрохимические признаки их проявления. Но в большинстве случаев характер распределения микроэлементов не подтверждает механизма таких процессов. В этом отношении более перспективна, по нашему мнению, теория смешения разноглубинных магм, генерация которых связывается с плавлением гетерогенного субстрата. В пользу этой теории свидетельствуют характер распределения РЗЭ и особенности стронциевой изотопии [28].

Модель гетерогенного строения мантии (вещественная неоднородность как по латерали, так и по вертикали) логичнее объясняет те вариации составов базальтов, о которых говорилось выше. Существенное влияние на состав расплавов оказывает, по-видимому, режим глубинных флюидов.

Центральная провинция. Она является составной частью Западной суперпровинции, в которую, помимо нее, входят Юго-Западная, Западно- и Восточно-Каролинская, а также наиболее хорошо изученная Северо-Западная провинция [8, 9, 12, 13].

Центральная провинция характеризуется большим разнообразием структурно-морфологических типов и широкой вариацией составов слагающих магматических комплексов. Здесь известны: изометричные поднятия с утолщенной корой, в составе которой отмечаются слои со скоростями продольных волн, близкими к значениям, свойственным гранитному слою; абиссальные котловины со слоистой корой и аномально высокими значениями продольных волн (до 8,77 км/с [8]); вулканические поднятия сложной конфигурации (изометрично-овальные, линейные, одиночные и группы вулканов) с разными мощностями коры в различных структурах.

Состав вулканических пород океанических поднятий Манихики, Науру, Магеллана и Онтонг-Джава охарактеризован небольшим количеством данных. Для плато Манихики такие данные представлены базальтами скв. 317 и образцами, драгированными из трога к западу от него. По составу эти базальты близки к абиссальным, наиболее примитивным типам толеитов, по характеру распределения микроэлементов — к примитивному типу базальтов нижнего комплекса скв. 462 впадины Науру, выделенных в группу океанических траппов [47]. Сходство в основном проявляется в небольших колебаниях содержаний микроэлементов по разрезам комплексов. Текстурной особенностью является высокая пористость пород, что может указывать на незначительную глубину плато во время образования базальтов (не более 400 м ниже уровня моря [36]). Позднее оно было погружено на значительную глубину (3000—3500 м).

Северо-западнее плато Манихики расположено плато Онтонг-Джава, которое по структуре, строению и составу во многом аналогично ему. Правда, по содержанию петрогенных элементов, особенно K_2O, породы плато близки к базальтам MORB, что, возможно, связано с их измененностью, но по микроэлементам, устойчивым к изменениям, они во многом схожи (табл. 2, N 1, 2, 6). Базальты поднятия Магеллана (скв. 167; табл. 2, N 5) являются типичными толеитами, но по сравнению с базальтами плато Манихики и Онтонг-Джава характеризуются повышенными концентрациями Sr, Zr. По соотношению этих компонентов они близки к толеитам MORB [27].

Таблица 2

Средние составы вулканических пород Центральной провинции

Компонент	Океанические поднятия					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,99	49,77	49,58	49,69	47,42	48,85
TiO_2	0,95	0,46	1,05	1,62	1,79	1,55
Al_2O_3	14,35	11,60	14,10	13,53	15,64	14,03
Fe_2O_3	4,11	—	3,99	4,29	5,83	4,20
FeO	6,06	9,70	7,47	8,62	4,25	7,85
MnO	0,22	0,14	0,20	0,22	0,16	0,17
MgO	8,23	14,40	8,07	7,04	6,93	6,75
CaO	11,02	9,87	11,83	10,56	9,43	11,1
Na_2O	2,06	1,81	2,10	2,39	3,84	2,25
K_2O	0,09	0,12	0,05	0,15	0,46	0,40
P_2O_5	0,13	0,03	—	—	0,20	0,14
H_2O^+	1,54	—	1,02	1,82	1,22	1,75
Ni	82	550	122	75	—	175
Sr	100	50	97	128	189	150
Rb	12	1	6,7	8	2,2	—
Zr	72	20	79	105	109	70
Ba	22	14	8,4	44	—	12
La	—	—	3,5	4,11	—	—
Ce	7,0	—	7,44	11,5	—	—
Sm	—	—	2,31	3,30	—	—
Nd	—	—	—	—	—	—
Eu	0,85	—	0,84	1,18	—	—
Tb	0,5	—	0,60	0,82	—	—
Yb	2,2	2,8	2,34	3,05	—	4,0
Nb	15	—	—	—	9,67	—
$^{87}Sr/^{86}Sr$	—	—	—	—	—	—

Компонент		Абиссальные котловины					
	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	46,61	48,55	46,80	48,94	50,78	46,95	43,07
TiO_2	1,31	2,26	1,04	0,98	2,36	2,85	4,81
Al_2O_3	15,38	13,74	15,09	14,69	17,21	14,05	13,46
Fe_2O_3	5,82	5,04	4,72	3,89	6,76	5,55	5,90
FeO	3,99	5,82	6,82	6,21	2,94	5,51	6,15
MnO	0,17	0,20	0,19	0,17	0,11	0,13	0,29
MgO	6,02	6,28	7,58	7,30	2,76	6,83	5,88
CaO	12,50	10,34	10,67	12,75	6,32	6,88	9,30
Na_2O	3,24	3,64	3,21	2,80	5,78	4,52	3,91
K_2O	0,52	0,58	0,33	0,37	1,65	0,61	2,18
P_2O_5	0,12	0,20	0,09	0,07	1,26	0,32	1,20
H_2O^+	1,04	0,82	0,54	0,61	1,69	1,19	1,05
Ni	—	—	—	—	—	—	—
Sr	132	119	169	109	1213	360	856
Rb	58	9,0	7,8	6,6	107	4,7	22,8
Zr	80	148	50	51	495	146	206
Ba	18	—	—	7,05	302	—	—
La	4,81	—	—	2,25	60,6	—	—
Ce	10,8	—	—	10,4	128	—	—
Sm	2,98	—	—	2,06	160	—	—
Nd	9,05	—	—	6,3	74,2	—	—
Eu	1,11	—	—	0,809	4,95	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—
Yb	3,11	—	—	2,08	2,21	—	—
Nb	4,3	3,0	3,3	1,9	83	27,0	60,8
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7038	—	—	0,7040	0,7033	—	—

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	Вулканические цепи и отдельные подводные вулканы					
	14	15	16	17	18	19
SiO_2	45,07	36,14	41,20	48,58	43,23	51,02
TiO_2	2,59	3,86	5,05	2,92	5,22	2,06
Al_2O_3	14,76	14,94	10,23	17,17	15,09	14,50
Fe_2O_3	7,08					
		13,48	12,02	10,36	13,79	10,19
FeO	5,66					
MnO	0,34	0,19	0,11	0,18	0,18	0,32
MgO	7,10	4,20	9,93	4,22	6,15	5,57
CaO	6,60	17,35	14,97	10,76	11,37	11,19
Na_2O	3,21	2,37	0,95	1,94	2,88	3,52
K_2O	0,40	1,70	3,02	2,88	1,53	0,45
P_2O_5	0,30	5,76	2,43	0,95	0,49	0,66
H_2O^+	2,65					
Ni	66	—	150	85	70	120
Sr	249	—	230	980	750	220
Rb	12	23	88	64	35	7
Zr	192	—	135	365	255	135
Ba	117	590	1830	615	340	110
La	—	—	—	—	—	—
Ce	34,4	—	—	—	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—
Eu	2,09	—	—	—	—	—
Tb	1,1	—	—	—	—	—
Yb	3,4	—	—	—	—	—
Nb	38	—	—	—	—	—
$^{87}Sr/^{86}Sr$						

Компонент	Вулканические цепи и отдельные подводные вулканы						
	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	48,34	58,46	59,70	50,99	51,47	46,10	60,18
TiO_2	4,37	0,48	1,08	2,35	2,30	3,77	1,18
Al_2O_3	15,67	22,47	17,29	16,20	15,94	15,23	19,47
Fe_2O_3				5,35	5,33		
	11,67	3,34	7,04			12,35	3,19
FeO				3,16	2,99		
MnO	0,14	0,25	0,20	0,18	0,18	0,16	0,17
MgO	5,36	0,86	0,92	3,07	2,88	6,54	1,13
CaO	9,23	1,11	4,25	6,77	6,06	9,77	2,79
Na_2O	3,14	6,83	5,67	4,08	3,61	2,76	6,62
K_2O	1,51	6,13	3,58	4,39	6,05	2,15	4,95
P_2O_5	0,57	0,08	0,27	0,88	0,88	0,68	0,25
H_2O^+	—	—	—	1,10	1,08	—	—
Ni	240	34	10	—	—	—	20
Sr	465	1175	1090	700	500	—	980
Rb	33	175	33	—	—	50	117
Zr	215	975	550	300	300	—	610
Ba	340	510	860	200	200	490	1950
La	—	—	—	100	100	—	—
Ce	—	—	—	—	—	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—	—	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	50	50	—	—
$^{87}Sr/^{86}Sr$	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	Самоа			
	27	28	29	30
SiO_2	43,54	40,54	44,56	48,12
TiO_2	3,36	4,51	4,12	3,65
Al_2O_3	11,32	13,63	16,11	15,94
Fe_2O_3	2,72	5,51	5,44	4,96
FeO	9,79	8,52	8,95	7,85
MnO	0,22	0,11	0,10	0,20
MgO	14,75	11,69	6,25	4,65
CaO	9,59	8,97	8,93	7,21
Na_2O	2,30	2,84	2,59	3,42
K_2O	1,25	1,51	1,15	1,61
P_2O_5	0,20	0,65	0,68	0,39
H_2O^+	0,27	1,44	1,21	0,79
Ni	400	240	96	—
Sr	—	980	1205	—
Rb	—	40	38	—
Zr	—	296	320	—
Ba	—	1120	1243	—
La	—	692	—	—
Ce	—	152	—	—
Sm	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—
Eu	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—
Yb	—	2,95	—	—
Lu	—	0,41	—	—
Nb	—	—	—	—
$^{87}Sr/^{86}Sr$	—	—	—	—

Компонент	Таити					Раротонга	
	31	32	33	34	35	36	37
SiO_2	43,25	43,38	43,97	48,91	55,47	47,52	50,46
TiO_2	2,27	3,42	3,06	2,43	1,34	1,51	0,67
Al_2O_3	8,33	15,77	12,72	19,00	19,00	15,76	20,41
Fe_2O_3	4,90	4,92	4,12	3,40	3,22	6,96	3,25
FeO	7,58	8,91	9,64	4,08	2,22	10,96	3,37
MnO	0,13	0,19	0,15	0,34	0,24	0,10	0,12
MgO	19,02	7,63	12,29	2,04	1,68	10,06	0,50
CaO	12,36	10,89	9,65	5,78	3,72	10,07	3,36
Na_2O	1,36	2,67	2,03	7,07	7,80	2,97	8,96
K_2O	0,55	1,06	0,60	3,92	4,87	1,37	5,12
P_2O_5	0,25	0,04	0,02	0,47	0,45	0,25	0,78
H_2O^-	—	0,43	0,70	—	—	—	0,27
Ni	—	150	700	—	—	140	3
Sr	—	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—
La	—	—	34	—	—	—	—
Ce	—	—	65	—	—	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Таити					Раротонга	
	31	32	33	34	35	36	37
Eu	—	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	1,7	—	—	—	—
Lu	—	—	0,35	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—	—
$^{87}Sr/^{86}Sr$	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—5 — океанические поднятия: 1, 2 — плато Манихики (1 — примитивный толеит, скв. 317, 2 — пикритовый базальт, обр. ST-15, данные DSDP, рейс 33), 3, 4 — впадина Науру, скв. 462А [47] (3 — примитивный толеит, нижний комплекс, 4 — толеит, дифференцированный, верхний комплекс), 5 — поднятие Магеллана, скв. 167, обр. 94-3; 6 — поднятие Онтонг-Джава, скв. 289; 7—13 — глубоководная Центральная котловина [27]: 7 — скв. 164, океаническое дно, обр. 28-1, 8 — скв. 166, к югу от поднятия Магеллана, 9, 10 — скв. 169; 11, 12 — скв. 170, обр. 10-CC и 16-2, 13 — поднятие Лайн, скв. 165А; 14—22 — образцы из скважин и драг с подводных гор Лайн и Уайк [36, 42]: 14 — скв. 315А. 15 — обр. 122/1, калиевый нефелинит, 16 — обр. 134-1, калиевый нефелинит, 17 — обр. А-5-25/1, калиевый нефелинит, обломок в туфе, 18 — обр. 130-2, щелочной оливиновый базальт, 19 — обр. 133-21, островной толеит, 20 — обр. 133-23, гавайит, 21 — обр. 137/1, фонолит, обломок в брекчии, 22 — обр. 142-1, трахит; 23—26 — образцы из скважин и драг поднятия Мид-Пацифик и гайота Уайк [42 и др.]: 23, 24 — щелочные базальты, скв. 313, 25 — обр. MP-25-F, щелочной оливиновый базальт, обломок из туфа, 26 — обр. А-5-19, трахит; 27—30 — базальтоиды о-вов Самоа (по данным авторов); 31—35 — щелочная серия о-ва Таити (по Тернеру и др., а также по данным авторов); 36, 37 — лавы о-ва Раротонга (по данным авторов).

Следует кратко остановиться на верхнем "дифференцированном" комплексе скв. 462. Этот комплекс отличается от базальтов плато Центральной провинции более высокой железистостью, концентрацией Zr, Ba и легких РЗЭ. Эта тенденция свойственна поднятиям Северо-Западной провинции (Шатского, Хесса), где она проявлена достаточно четко.

Океаническая котловина, разделенная поднятием Лайн и вулканическими островными группами, занимает обширную часть Центральной провинции. На севере она отделена поднятием Мид-Пацифик.

В котловине базальты, слагающие второй слой, вскрыты скв. 164, 169, 166 и перекрыты наиболее древними осадками. Базальты в разной степени изменены, и поэтому достоверно судить о химическом составе можно только при анализе наиболее устойчивых к изменениям элементов. По соотношению TiO_2/Zr, Zr/Sr, Zr/Nb можно предположить, что они относятся к группе MORB, но в большей степени обогащены литофильными элементами.

Существенный вклад в изучение второго и третьего океанических слоев Центральной провинции внесли работы сотрудников Института океанологии и Геологического института АН СССР в 28-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" [11]. Драгированием в разломах Магеллана и Нова были получены разрезы океанической коры. Результаты изучения пород показали, что третий слой представлен дифференцированными комплексами габброидов различных петрографических типов с широкими вариациями железистости (21,9—75,6), титанистости и щелочности. Породы второго слоя представлены долеритами, вариолитовыми базальтами, в которых наблюдается тенденция к обогащению щелочами (разлом Магеллана). Эта особенность характерна и для базальтов скв. 169, в которой появляется субщелочной силл, а также скв. 166. В то же время отмечается другая тенденция — к обогащению дифференциатов Fe и Ti (разлом Нова). Еще в большей степени эти черты выявляются при анализе распределения РЗЭ в примитивных толеитах (скв. 169) и в более дифференцированных базальтах с многократным обогащением РЗЭ и нормализованных отношений La/Sm, La/Yb.

Не менее интересная особенность — проявление катаклаза в породах третьего слоя, что наряду с другими фактами объясняется деформациями и тектоническим расслоением коры.

Линейные вулканические поднятия и отдельные группы вулканических островов и подводных гор наиболее широко развиты в этой части океана, для которой характерен и специфический спектр магматических пород, а именно наличие серий наиболее высокой щелочности, титанистости наряду с высокой магнезиальностью (поднятия Лайн, Мид-Пацифик, острова Самоа, Таити, Маркизские и др.).

Эти наложенные вулканические зоны и пояса сложены дифференцированными сериями от базальтов до фонолитов, среди которых могут быть выделены субпровинции: Юго-Восточная (острова Таити, Раротонга и др.) — таитянский петрохимический тип; Юго-Западная (острова Самоа, Гилберта и т. д) — самоанский тип; Восточная (острова и поднятие Лайн); Центрально-Тихоокеанская (острова и подводные горы Мид-Пацифик). Для каждой из перечисленных групп островов, вулканов и цепей характерны определенные петрохимические особенности (см. табл. 2, N 14—37). Так, вулканическому поднятию Мид-Пацифик свойственны высокая общая щелочность и калиевость, таитянскому типу — высокая общая щелочность и натровость, высокая степень дифференцированности, самоанскому типу — высокая титанистость при высокой магнезиальности и кальциевости (наличие мелилитовых нефелинитов).

Характеристика этих петрохимических типов может быть дополнена данными по содержанию РЗЭ и изотопии Sr и сравнением их с сериями Гавайских островов (см. рис. 2, *В*).

Распределение РЗЭ в породах скв. 315 (поднятие Лайн) близко к таковому в щелочной серии Гавайских островов, но с небольшим обогащением тяжелых и снижением легких РЗЭ в базальтах скв. 315. Кроме того, для них характерна четкая отрицательная европиевая аномалия. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ высокие (0,7043), но несколько ниже, чем в сериях островов Самоа, Таити, Раротонга [9], где эти отношения (по данным К. Хеджа) наиболее высокие (0,7048—0,7066), что является особенностью этого региона.

Заканчивая краткий обзор магматических комплексов Центральной провинции, следует подчеркнуть ее основные особенности.

1. Магматические серии второго и третьего слоев коры, а также наложенных вулканических поднятий отличаются от пород подобных структур других провинций океана прежде всего большей дифференцированностью, повышенной щелочностью (калиевостью) и титанистостью, высокими отношениями изотопов Sr в базальтах наложенных поясов (особенно в юго-западной части).

2. Гетерогенность строения котловин определяется наличием: а) океанических поднятий (типа Манихики), сложенных наиболее примитивными и слабо дифференцированными толеитами (в отличие от аналогичных поднятий Северо-Западной котловины, представленных дифференцированными комплексами); б) блоков с дифференцированными комплексами второго и третьего слоев коры; в) большого объема наложенных (рассредоточенных) вулканических поднятий и вулканов, сложенных дифференцированными сериями базальт-фонолитового ряда; г) тектонической расслоенности и деформированности пород третьего слоя.

Вещественные различия пород и структурные неоднородности, видимо, связаны, с одной стороны, с мантийными неоднородностями, с другой — с тектоническим расслоением на различных уровнях, вызванным горизонтальными перемещениями литопластин.

Магматическая суперпровинция окраинных морей юго-востока Азии. Она включает большое количество крупных и мелких морских бассейнов, отделенных от структур Тихого океана островными дугами различной степени зрелости. Интенсивное геолого-геофизическое изучение морей выявило целый ряд особенностей их строения, что позволяет говорить о разных причинах формиро-

вания. Состав коры, ее структура и геофизические параметры (тепловой поток, гравиметрические и магнитные свойства) имеют в одних случаях черты сходства с океаническими бассейнами (Филиппинское море), в других — определенные различия (Японское море). Учитывая это, можно предположить, что и механизм их формирования, видимо, был различным. Здесь рассмотрены эти два бассейна. Магматические породы Японского и Филиппинского морей представлены серией салического и фемического профилей, отражающих специфику их происхождения.

Магматизм основных структур Японского моря сопряжен с деструкцией континентальной коры — погружением приконтинентальной части и со спредингом в центральных и восточных районах моря. В связи с этим магматические комплексы котловин и возвышенностей характеризуются, с одной стороны, влиянием корового материала, с другой — глубинных источников, связанных с мантийным диапиризмом. Интенсивное изучение геологического строения и состава пород дна, проведенное в последнее десятилетие как советскими исследователями [7, 16, 17], так и зарубежными [2, 20], позволяет выделить здесь индикаторные петрогеохимические типы (табл. 3, N 1—17): континентальные толеиты, вулканиты островных дуг, окраинно-морские базальтоиды (окраинно-морские толеиты и их дифференциаты), щелочные вулканиты континентальных рифтов.

Континентальные толеиты известны только на материковом склоне Юго-Восточного Приморья. По химическим особенностям и времени образования они аналогичны неогеновым платобазальтам Приморья. Вулканиты островных дуг развиты на крупных подводных возвышенностях (Ямато, Японо-Сахалинский бордерленд). По химическим особенностям пород и минералов, характеру эволюции (от насыщенных кремнеземом базальтов до дацитов) это типичные образования известково-щелочной серии островных дуг. Время их излияния различное: на возвышенности Ямато — эоцен—ранний миоцен, на структурах Японо-Сахалинского бордерленда — ранний—поздний миоцен. Окраинно-морские базальтоиды слагают вулканические постройки в глубоководных котловинах, а также мелкие наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей. Базальты этого типа характеризуются геохимическим родством с основными вулканитами известково-щелочной серии островных дуг (высокие глиноземистость и щелочность, низкая кальциевость), а также с океаническими толеитами. По характеру эволюции (феннеровский тренд и пантеллеритовая тенденция) они аналогичны вулканитам континентальных и океанических рифтов. Время их излияния в Центральной котловине — поздний палеоцен—поздний плейстоцен, в котловине Хонсю — поздний олигоцен—голоцен. Щелочные вулканиты континентальных рифтов слагают мелкие вулканические постройки, расположенные в юго-западной части моря, в пределах как древних блоков земной коры, так и глубоководных частей моря. Это недосыщенные кремнекислотой, щелочные (высококалиевые), высокотитанистые базальты, эволюционирующие до щелочных калиевых трахитов, что типично для щелочных вулканитов континентальных рифтов. Время образования — плиоцен—антропоген. Все разности пород недосыщены кремнеземом и характеризуются нормативным нефелином.

Анализ химических особенностей пород и минералов, характера эволюции, структурного положения и времени излияния кайнозойских базальтоидов позволяет сделать заключение об условиях их формирования и о природе основных структур Японского моря. Глубоководные котловины — это новообразованные структуры, сформировавшиеся в условиях растяжения и глубинной магматической эрозии земной коры сиалического типа. Возвышенность Ямато и примыкающие к ней с юга структуры представляют собой остаточную островную дугу с активным магматизмом в среднеэоцен-раннемиоценовое время. Таким образом, Японское море, образовавшееся в кайнозое за счет дробления окраины Азиатского кон-

Таблица 3

Геохимические типы вулканитов окраинных морей

Компонент	Японское море							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,99	51,02	58,29	64,99	47,29	49,07	50,96	57,03
TiO_2	1,37	0,94	0,90	0,53	1,48	1,78	2,06	1,03
Al_2O_3	16,30	18,63	17,79	16,16	18,09	18,61	16,02	17,64
Fe_2O_3	2,28	4,64	4,00	1,46	5,45	5,15	6,95	4,50
FeO	8,76	4,30	3,17	3,94	4,42	2,60	4,75	2,37
MnO	0,16	0,12	0,11	0,09	0,19	0,14	0,21	0,12
MgO	7,50	4,38	2,42	1,37	6,82	4,06	4,00	1,55
CaO	9,65	9,14	5,75	3,38	9,53	10,84	8,34	5,05
Na_2O	2,68	3,23	3,94	3,84	2,78	2,93	3,19	4,64
K_2O	0,57	0,84	1,82	2,85	1,07	1,24	1,11	3,24
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,34	2,36	1,26	1,06	2,58	2,87	1,86	2,27
Co	80	28	20	14	28	24	19	6
Ni	226	28	18	13	100	48	15	10
Cr	320	43	31	12	212	324	12	14
V	212	171	118	105	205	239	213	44
Zr	91	161	175	205	150	156	152	261
Rb	—	8	—	—	23	23	42	50
Sr	—	699	—	—	407	427	456	460
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	Японское море								
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	60,03	65,85	69,79	43,52	44,51	46,48	47,80	51,40	59,59
TiO_2	0,81	0,36	0,16	2,64	3,31	2,91	2,50	1,80	0,45
Al_2O_3	17,34	14,01	13,30	14,34	16,82	17.00	18,35	19,65	19,15
Fe_2O_3	4,42	2,85	1,60	4,63	5,43	6,37	7,11	6,67	3,05
FeO	1,49	2,78	1,12	6,94	5,47	3,45	4,92	2,03	0,73
MnO	0,08	0,15	0,07	0,15	0,16	0,16	0,21	0,16	0,12
MgO	0,66	0,53	0,51	10,79	5,90	6,48	3,27	2,71	0,81
CaO	2,73	2,10	1,34	10,46	8,95	8,19	6,83	4,20	1,72
Na_2O	5,56	4,53	3,87	2,42	3,34	4,08	3,62	3,84	5,69
K_2O	5,10	3,54	4,63	1,20	2,91	3,25	4,02	4,80	6,33
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,41	3,12	3,45	2,44	1,72	1,44	1,01	3,00	2,18
Co	4	5	2	84	23	34	21	8	2
Ni	8	4	4	208	56	93	30	10	5
Cr	8	3	2	370	80	149	50	23	5
V	28	9	16	260	173	167	120	70	10
Zr	362	453	303	165	264	333	400	500	660
Rb	104	93	—	28	47	22	—	—	—
Sr	180	34	—	917	1040	914	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Филиппинское море					
	18	19	20	21	22	23
SiO_2	47,62	47,12	54,00	62,38	51,04	56,60
TiO_2	2,90	2,12	1,43	0,55	1,29	0,97
Al_2O_3	14,77	18,18	16,50	16,83	14,05	13,44
Fe_2O_3 / FeO	11,18	9,23	10,80	5,26	12,58	11,93
MnO	0,16	0,16	0,13	0,11	0,19	0,13
MgO	6,17	2,61	2,78	0,42	5,58	5,37
CaO	10,40	6,01	7,10	1,34	8,68	6,93
Na_2O	2,51	3,73	3,90	6,26	3,35	3,45
K_2O	0,62	3,25	3,13	4,60	0,93	1,03
P_2O_5	—	1,49	—	0,12	0,15	0,09
П.п.п.	—	2,80	—	0,87	—	—
Co	40	30	—	1	32	30
Ni	100	90	—	11	14	23
Cr	243	33	—	6	23	20
V	117	—	—	48	—	—
Zr	230	497	—	522	60	59
Rb	—	62	—	85	10	20
Sr	—	1040	—	7	162	121
Ba	—	1033	—	34	54	44

Компонент	Филиппинское море				
	24	25	26	27	28
SiO_2	49,50	49,76	48,09	48,54	50,96
TiO_2	1,28	1,40	1,68	1,96	1,21
Al_2O_3	15,70	15,20	16,87	15,86	16,10
Fe_2O_3 / FeO	8,88	8,41	10,33	9,13	10,18
MnO	0,15	0,17	0,18	0,16	0,16
MgO	7,48	8,23	7,22	5,54	5,22
CaO	11,87	11,89	10,05	10,74	10,64
Na_2O	2,68	2,70	3,05	3,32	3,18
K_2O	0,32	0,28	0,16	0,39	0,73
P_2O_5	0,14	—	0,27	—	0,12
П.п.п.	—	0,52	1,09	1,50	—
Co	41	55	44	50	—
Ni	109	130	120	110	47
Cr	250	123	290	166	92
V	—	280	315	306	—
Zr	90	40	88	176	83
Rb	4	6	3	13	8
Sr	162	139	137	166	259
Ba	36	45	30	43	81

Примечание: 1 — континентальный толеит (1-й тип); 2—4 — вулканиты островодужного типа (2-й тип): 2 — базальт, 3 — андезит, 4 — дацит; 5—11 — базальтоиды окраинно-морского типа (3-й тип): 5— оливин-плагиоклазовый базальт, 6 — афировый базальт, 7 — ферробазальт, 8 — трахиандезит, 9 — трахит, 10 — трахидацит, 11 — трахилипарит; 12—17 — щелочные базальтоиды типа континентальных рифтов (4-й тип): 12 — пикрито-базальт, 13 — пироксен-оливиновый базальт, 14 — оливиновый базальт, 15 — амфиболовый базальт, 16 — лейкобазальт, 17 — трахит; 18—21 — базальтоиды 1-го типа: 18 — толеит возвышенности Бородина (11-й рейс НИС "Каллисто"), 19, 21 — вулканиты плато Бенхам, данные 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов" (19 — щелочной базальт, 21 — трахит), 20 — трахидацит хребта Оки-Дайто [35]; 22, 23 — базальтоиды 2-го типа: 22 — базальт, 23 — андезит толеитовой серии островных дуг [41, 50]; 24—26 — базальты 3-го типа (океанические толеиты): 24 — данные бурения [39, 41, 51], 25, 26 — данные 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов" (25 — магнезиальный, 26 — железистый базальты); 27 — титанистый базальт разлома Яп (3-й рейс НИС "Академик А. Виноградов"); 28 — базальт 4-го типа (окраинно-морской толеит [51])

тинента и дрейфа его отколовшихся фрагментов (протофундамента Японской островной дуги) в сторону Тихого океана, характеризуется салическим профилем магматизма.

Филиппинское море относится к другому типу окраинных бассейнов, расположенных внутри глубоководных желобов и отличающихся рядом геолого-геофизических особенностей: наличием более тонкой, чем в котловинах океана, коры; сочетанием линейных котловин и поднятий с утолщенной корой типа островных дуг (Кюсю-Палау и др.); появлением вдоль западного края моря хребтов и плато (Дайто, Амами, Бенхам и др.) со скоростями сейсмических волн, близкими к таковым в гранитном слое; четко проявленными магнитными аномалиями двух систем — северо-западными по обе стороны от Центрального разлома Западно-Филиппинской котловины и меридиональными в бассейне Паресе-Вела. Последнее обстоятельство позволяет считать зоны разломов этих бассейнов разновозрастными центрами спрединга, что подтверждается данными глубоководного драгирования НИС "Дмитрий Менделеев", "Академик А. Виноградов" [17, 23]. В разломе Яп, например, во впадине Айпод были подняты породы офиолитовой ассоциации: от лерцолитов и аподунитов через плагиоклазсодержащие перидотиты до троктолитов и габбро-норитов к магнезиальным долеритам нижнего комплекса (см. табл. 3).

Различным морфоструктурным элементам моря свойственны определенные петрогеохимические типы базальтоидов (см. табл. 3, N 18—28). Выделяются базальтоиды океанических поднятий и островов, вулканиты островодужного типа, океанические толеиты, окраинно-морские толеиты. Базальтоиды 1-го типа развиты в пределах изометричных поднятий, расположенных в Филиппинской котловине (плато Амами, Бенхам, возвышенность Бородина). Для них характерны повышенная щелочность при широких вариациях содержания кремнезема (обычно ниже 49%), высокие содержания сидерофильных (Ti, Ni, Cr) и крупноионных литофильных (Rb, Sr, Ba, Zr) элементов, а также чередование пород, сходных с толеитами океанических островов и щелочными базальтами, причем на завершающих этапах магматизма обычно происходит постепенная смена высокотитанистых толеитов щелочными разностями. Более кислые дифференциаты (трахиандезиты, трахиты, комендиты и пантеллериты) отличаются преобладанием Na над K. В Филиппинском море время образования базальтоидов этого типа — мезозой—поздний олигоцен. Вулканиты 2-го типа распространены на линейных поднятиях (хребты Кюсю-Палау, Западно-Марианский), а также в пределах Идзу-Марианской островной системы. Среди них выделяются образования толеитовой, известково-щелочной и бонинитовой серий, а также породы, переходные между ними. На хребте Кюсю-Палау известны образования первых двух серий, на Марианском, кроме них, отмечаются породы бонинитовой серии. Время образования базальтоидов различное. Базальты 3-го и 4-го типов развиты в пределах глубоководных котловин Филиппинского моря (Филиппинская, Сикоку, Паресе-Вела и Марианская). По составу они аналогичны океаническим толеитам, но, как правило, отличаются так называемой островодужной тенденцией, которая выражается в повышенной глиноземистости пород или в обогащении их крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr, Ba, Zr), а также некоторыми РЗЭ. Отмеченные геохимические отличия базальтов котловин от океанических толеитов выражены неравномерно. Они практически не фиксируются в базальтах Филиппинской котловины, более уверенно определены в котловинах Паресе-Вела и Сикоку и максимально проявлены в Марианской котловине. Причем в последней обнаружены разности пород, практически не отличающиеся от островодужных толеитов (скв. 456). К океаническим толеитам (3-й тип) отнесены базальты, сходные с толеитами рифтовых зон и океанических плато; к окраинно-морским толеитам (4-й тип) — базальты, характеризующиеся четко выраженной островодужной тенденцией. Базальты 3-го типа широко развиты

в пределах главным образом крупных котловин (Филиппинская, Сикоку, Парасе-Вела), тогда как окраинно-морские толеиты в пределах Филиппинского моря распространены незначительно, главным образом в Марианской котловине.

Более подробно остановимся на базальтах из рифта Парасе-Вела (см. табл. 3, N 27) и на новом типе базальтоидов, получивших наименование окраинно-морских (см. табл. 3, N 28).

Базальты рифта Парасе-Вела отличаются от всех известных пород Филиппинского моря повышенным содержанием Ti, щелочей (особенно K_2O), Zr и Sr. Аналогичные базальты были подняты из разлома Яп южнее впадины Айпод при драгировании НИС "Дмитрий Менделеев" [29], а также известны в пределах других океанических структур (Калифорнийский залив, скв. 474А, 481 северного рифта; см. табл. 1, N 25 и 28). Повышенные содержания литофильных элементов в этих породах, как показывает изучение базальтов Калифорнийского залива, особенно северного рифта бассейна Гуаймас, видимо, связаны с контаминацией базальтового расплава сиалическими породами, но возможно и другое объяснение — привнос этих компонентов по зонам разломов глубинными флюидами (рис. 3).

Окраинно-морской тип базальтов, выделенный в пределах Японского моря [16], широко развит и в других окраинных морях и задуговых бассейнах: Филиппинском, Фиджи, Марианском, Лау и др., что дает основание считать его специфическим типом пород этих структур. Это отмечали и другие исследователи, рассматривая интрадуговые базальты как особый тип абиссальных толеитов [41, 50]. Происхождение этих пород в отличие от островодужных вулканитов вряд ли возможно связывать с субдукцией океанической коры. По геохимическим критериям, особенно по соотношению Ta/Th, они автономны. Кроме того, выявляется геохимическая аналогия окраинно-морских базальтоидов с базальтами [41, 50, 21], что косвенно указывает на близкие условия их происхождения — появление расплавов довольно пестрого состава в зоне плавления гетерогенного субстрата. Об этом, в частности, свидетельствуют данные по изотопии Sr и Nd [24, 21].

Таким образом, есть все основания считать, что в глубоководных котловинах окраинных бассейнов типа Филиппинского моря мантия имеет гетерогенное строение по вертикали и латерали.

Особенности флюидного режима. Экспериментальными и термодинамическими расчетами доказано существенное влияние газового режима на температуру генерации магм, их последующую эволюцию, экстракцию из субстрата и перенос петрогенных и рудных компонентов. В то же время оценка составов газовой фазы в зонах генераций расплавов представляет большую трудность. Большей информативностью обладают газы, законсервированные в интрателлурических кристаллических фазах. Изучение составов таких газов с использованием современных методов исследования позволило установить определенную корреляцию между спецификой магматизма в отдельных крупных, а также в локальных структурах с особенностями флюидного режима. Анализ данных по составу газовых включений в породах разнородных структур Тихого океана выявил следующие особенности (табл. 4).

Наиболее низким уровнем содержания (V, $см^3/кг$) газов, закапсулированных во включениях минералов и стекла, характеризуются толеиты ВТП и океанического дна (скв. 169, 164 и др.). Для них также характерна высокая доля восстановленных форм (для ВТП прежде всего H) в составе газов.

Объем газовой фазы включений несколько повышается в лавах Галапагосского рифта, а также островов, расположенных вблизи ВТП. Таким образом, генерация базальтов ВТП отвечает наиболее "сухим" условиям и невысокому давлению флюидов, а по петрологическим данным — малоглубинному уровню. Появление щелочных базальтов, видимо, связано с внедрением более глубинных расплавов, содержащих большие объемы флюидов. В верхних очагах толеитовых магм возможно смешение и появление промежуточных типов базальтов (базальты Т-типа),

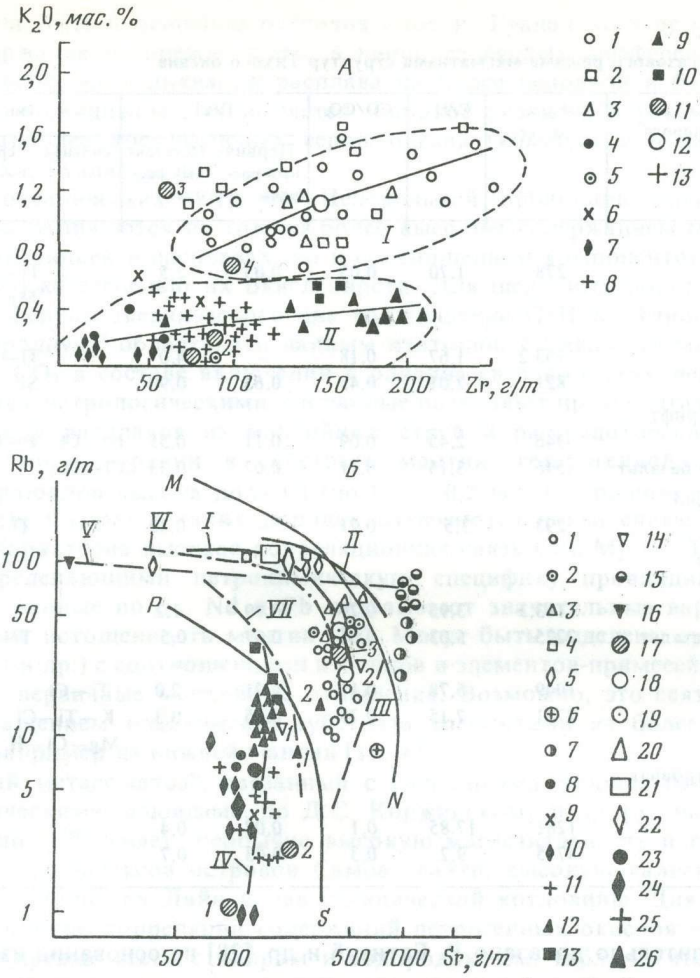


Рис. 3. Распределение микроэлементов в лавах окраинных морей западной части Тихого океана

А — распределение Zr и K в базальтах глубоководной котловины Японского и Филиппинского морей [16, 23]: *1—3* — базальты Японского моря: *1* — оливин-плагиоклазовые, *2* — пироксен-оливиновые, *3* — плагиоклазовые; *4—10* — базальты Филиппинского моря: *4—7, 9, 10* — данные 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов" (*4—6* — базальты, *7* — долерит, *9, 10* — высокотитанистые базальты и долериты); *8* — базальты скважин Филиппинского моря — данные "Гломар Челленджера"; *11* — средние составы (цифры на диаграмме: *1* — трапп океана — нижний комплекс впадины Науру [22], *2* — базальт срединно-океанических хребтов, *3, 4* — базальты известково-щелочной серии); *12, 13* — средние составы базальтов ("Гломар Челленджер"): *12* — Японского моря, *13* — скважин Филиппинского моря. *I, II* — поля распространения базальтов: *1* — Японского моря, *II* — Филиппинского.

Б — распределение Rb и Sr в базальтоидах Японского и Филиппинского морей: *1—7* — базальтоиды Японского моря: *1—5* — окраинно-морского типа (*1* — оливин-плагиоклазовые и пироксен-оливиновые базальты, *2* — ферробазальты, *3* — трахиандезиты, *4* — трахиты, *5* — трахидациты), *6* — островодужные базальты, *7* — щелочные базальты; *8—16* — базальтоиды Филиппинского моря: *8—11* — океанические толеиты: *8—10* — данные 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов" (*8* — магнезиальные базальты разлома Центральный, *9* — железистые базальты разлома Яп, *10* — магнезиальные долериты нижнего комплекса впадины Айпод—разлом Яп), *11* — базальты из скважин, пробуренных "Гломар Челленджером" [39, 41, 51]; *12, 13* — титанистые базальты и долериты впадины Айпод, данные 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов"; *14* — базальты островодужного типа (цифры на диаграмме: *1* — толеитовой серии и *2* — известково-щелочной [41, 51]); *15, 16* — базальтоиды океанических поднятий (плато Бенхам): *15* — базальты, *16* — трахиты; *17* — средние составы (цифры на диаграмме: *1* — океанический трапп [22]. *2, 3* — океанический и континентальный толеиты [5]); *18—22* — средние составы пород Японского моря: *18* — оливин-плагиоклазовых и пироксеновых базальтов, *19* — ферробазальтов, *20* — трахиандезитов, *21* — трахитов, *22* — трахидацитов; *23—26* — средние составы базальтов Филиппинского моря: *23* — магнезиальные базальты разлома Центральный, *24* — магнезиальные долериты впадины Айпод, *25* — базальты скважин, пробуренных "Гломар Челленджером" [39], *26* — титанистые базальты и долериты впадины Айпод (данные 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов"). Тренды базальтоидов: *I, II* — Японского моря: *I* — окраинно-морского типа, *II* — щелочных о-ва Дого [50]; *III—V* — Филиппинского моря: *III* — скв. 446, [32], *IV* — глубоководных котловин, *V* — плато Бенхам; *VI* — рифта Грегору, Африка [26]; *VII* — о-ва Исландия [1].

Линиями ограничены поля магматических пород производных следующих магм, по Г.Б. Ферштатеру [18]: слева от линии *PS* — океанической толеитовой; между линиями *PS* и *MN* — континентальной и островодужной толеитовой; справа от линии *MN* — континентальной толеитовой и базальтовой повышенной щелочности

Таблица 4

Параметры газового режима магматизма структур Тихого океана

Структура, порода	$V_{газ}$, $см^3/кг$	C/H	CO/CO_2	F/Cl		Тип корреляции		
				Первичный расплав	Остаточный расплав	сильная	средняя	слабая
ВТП								
толеит	278	1,70	0,03	0,05	2,5		Ti—H—Cl Mg—F	Mg—Cl
О-в Пасхи								
базальт	753,2	1,67	0,18	—	4,0		Ti—Cl	Al—Cl
комендит	821	2,01	0,45	0,63	0,90		Si—Cl—Na	Si—F—Na
Галапагосский рифт								
толеит	346	2,45	0,09	0,11	0,55	Fe—Cl	F—Ca—Cl	
оливиновый базальт	546	3,15	0,11	0,07	0,33	Cl—Ti		
Океаническое дно								
толеит	293	3,5	0,21	—	0,30		Ti—Cl	K—H—Na
Острова океана								
Гавайи								
толеит	1113,3	3,95	0,29	0,99	1,2			
щелочной базальт	2225	5,03	0,01	0,07	0,5		Ti—Cl	
Таити								
океанит	1049	6,78	0,17	0,21	2,0	Ti—Cl		
таитит	2721	7,15	0,79	0,05	0,3	K—Ti—Cl Mg—Cl—H		
Курильская островная дуга								
толеит	1281	17,85	0,1	0,07	0,4			
андезит	4715	9,2	0,3	0,03	0,7			

как это убедительно доказано Р. Батизой и др. [28] на основании изотопных данных.

Для базальтов ВТП (см. табл. 4) характерны также весьма низкие отношения C/H, т.е. существенно "водородный тип" флюидов в зонах генерации магм, что подтверждается выходом водородных и метановых струй на дне ВТП [4, 49].

Низкая концентрация углерода в составе флюидов, возможно, является следствием экстракции его из долгоживущей зоны активного вулканизма во время многоактного плавления субстрата, что согласуется с данными по распределению несовместимых и редких элементов. Обедненность этими элементами — основная геохимическая особенность базальтов ВТП. С одной стороны, она объясняется истощением субстрата в процессе длительного плавления, с другой — особенностями состава первозданной мантии. Последнее подтверждается геохимическими особенностями магнезиальных базальтов ВТП в районе 9° с.ш. и изотопным соотношением Sr и Nd, которые позволили ряду исследователей предполагать гетерогенную природу мантии по глубине и латерали [9, 15].

Помимо процессов кристаллизационной дифференциации, определенную роль в формировании ферробазальтов, по-видимому, играл режим восстановленных флюидов. Экспериментально установлено (по данным А.А. Маракушева и Н.И. Безмена), что давление водорода в расплаве (250—750 бар) способствует его эволюции с обогащением конечных фаз Fe и Ti. Пикритовый расплав генерируется, по-видимому, при более высоком давлении и температуре водно-водородных флюидов, а следовательно, и на больших глубинах.

Для лав дна ВТП и особенно островов (Пасхи, Гуадалупе и др.) характерно высокое содержание F, прежде всего в наиболее кислых дифференциатах. Поскольку F способствует ликвации расплава на более основной и более кислый, именно этим, по-видимому, объясняется широкое развитие в рассматриваемой провинции наиболее кремнекислых серий океана (комендиты и пантеллериты островов Пасхи, Гуадалупе и т. д.).

Базальты океанических островов Центральной провинции западной части Тихого океана отличаются не только более высоким содержанием (в 2—3 раза) газовой составляющей в расплавах, но и соотношением компонентов и составом флюидов, а также степенью их окисленности. Для щелочных пород, островных толеитов и толеитов океанического дна соотношение C/H во флюиде сдвинуто в более "углеродную" область. По данным изотопии, он является мантийным, а преобладание CO_2 в составе включений в оливине связано с реакцией окисления CO [6]. Наряду с петрологическими эти данные позволяют предполагать более глубинную природу расплавов из мантийных струй и рассредоточенных центров спрединга и зон генерации в субстрате мантии, гетерогенной по составу.

В составе флюидов высока доля Cl (до 0,16—0,2 вес. %), причем в некоторых случаях (Таити, Самоа) в таких породах отмечаются повышенные содержания H_2O и CO_2. Характерна высокая корреляционная связь Cl с Mg, K, Ti, т.е. с элементами, определяющими петрохимическую специфику провинции в целом.

Изотопные данные по Sr, Nd и Pb показывают значительные вариации, различный уровень истощенности мантии [15]. Могут быть выделены субпровинции (Самоа, Таити и др.) с соотношениями изотопов и элементов-примесей, не укладывающимися в первичные мантийные отношения. Возможно, это связано со вторичным обогащением плавящегося субстрата элементами из более глубинных источников, например из нижней мантии [15, 42].

"Мантийный метасоматоз", связанный с глубинными флюидными потоками, трансмагматическими флюидами, по Д.С. Коржинскому и др. [3], наиболее удовлетворительно объясняет необычно высокую магнезиальность и титанистость магматических комплексов островов Самоа, Таити, высокую калиевость пород вулканического поднятия Лайн и лав океанической котловины. Для этих пород характерны высокие корреляции содержаний петрогенных окислов и флюидных компонентов (прежде всего с хлором и водородом; см. табл. 4), что свидетельствует о возможном их переносе в зоны магмообразования. С этим же процессом, видимо, связано обогащение расплава несовместимыми элементами. Первичность, т.е. мантийность, доказывается данными по изотопам [6, 9, 15]. В связи с этим весьма интересны данные по островным дугам (см. табл. 4), для которых отмечается высокое отношение C/H, т.е. высокое содержание C в твердой или газообразной фазе. Как показал С. Мацуо [6] на основании изучения изотопии углерода, его высокое содержание обусловлено привносом органического углерода в мантию из зоны субдукции.

Таким образом, обширная мантийная неоднородность Центральной котловины и ее структур, установленная как по петрологическим, так и по изотопным данным, видимо, отражает слоистость мантии, а флюидный режим способствует проявлению этой неоднородности в зонах генерации магм.

Детальные геологические исследования Тихого океана, начатые в 60-х годах, подтвердили предположение о глубоких различиях в строении, составе и развитии океанических и континентальных блоков Земли. Дальнейшее изучение геологии океанов выявило целую серию разнообразных структурных элементов: поднятий различных типов, котловин, вулканических хребтов, рифтовых рвов, трансформных разломов и т.д. Выявились и более крупные структурные неоднородности (неоднородности высшего ранга), отражением которых являются петрохимичес-

кие суперпровинции, а также региональные неоднородности, объединяемые в провинции. Неоднородности имеют глубокие корни и связаны с мантийными неоднородностями, что подтверждается многочисленными данными по магматическим породам при сравнении их как внутри провинций, так и между ними. Некоторые из этих неоднородностей могут быть весьма древними.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Герасимовский В.И.* Геохимические особенности и генезис базальт-андезит-риолитовой серии пород в зоне океанического рифта в Исландии // Геохимия, минералогия, петрография: МГК. 25-я сес. Докл. сов. геологов. М., 1976. С. 135—143.
2. *Ишивада Я., Хонза Е., Томаки К.* Осадочные бассейны Японского моря // 27-й МГК: История и происхождение окраинных и внутренних морей. Доклады. Москва. 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 20—30.
3. *Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н.* Трансмагматические флюиды и метамагматизм // 27-й МГК: Петрология. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М: Наука, 1984. Т. 9. С. 259—262.
4. *Кропоткин П.Н., Валяев Б.М.* Тектонический контроль процессов дегазации Земли и генезис углеводородов // 27-й МГК: Месторождения нефти и газа. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 13. С. 173—178.
5. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
6. *Мацуо С.* Распространенность летучих в мантии и их химическая форма // 27-й МГК: Геохимия и космохимия. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 11. С. 103—109.
7. *Моисеенко В.Г., Сахно В.Г.* Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
8. *Непрочнов Д.П., Седов В.В.* Строение земной коры основных тектонических структур дна северной части Тихого океана // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 40—51.
9. *Попеко В.А., Михалев Ю.А.* Соотношение химического состава и изотопов стронция базальтов северной части Тихого океана // Структурная неоднородность океанов. Владивосток. 1983. С. 58—86.
10. *Пущаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. N 5. С. 3—16.
11. *Пущаровский Ю.М.* О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 13—18.
12. *Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н.* Тектоника и магматические породы центральной области Тихого океана // Геотектоника. 1984. N 2. С. 3—22.
13. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пущаровский Ю.М.* Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1, С. 104—113.
14. Строение дна северо-запада Тихого океана / Под ред. Ю.М. Пущаровского, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1984. 231 с.
15. *Сун С.С.* Модели эволюции мантии в свете геологических данных // 27-й МГК: Петрология. Секция С.09. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 208—220.
16. *Съедин В.Т.* Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1985. 24 с.
17. *Съедин В.Т., Коновалов Ю.И.* Особенности базальтового вулканизма Японского моря // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 69—81.
18. *Ферштатер Г.Б.* Рубидий-стронциевые диаграммы для анализа геохимического режима образования магматических серий // Ежегодник, 1980. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1981. С. 86.
19. *Фролова Т.И., Митрейкина О.Б., Конова Н.И.* Дифференцированные базитовые включения в базальтах океанических островов и их генезис (на примере Галапагосских островов) // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 146—159.
20. *Хейс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // 27-й МГК: История и происхождение окраинных внутренних морей. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2, С. 30—44.
21. *Шараськин А.Я.* Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // Там же. С. 44—58.
22. *Щека С.А., Куренцова Н.А.* Магматические комплексы океанов // Сов. геология. 1981. N 11. С. 67—76.
23. *Щека С.А., Кулинич Р.Г., Высоцкий С.В.* и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море (13-й рейс НИС "Академик А. Виноградов") // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, N 1. С. 45—48.
24. *Armstrong R.L., Nixon G.T.* Chemical and Sr-isotopic composition of igneous rocks from Deep Seas Drilling Project Legs 59 and 60 // Init. Rep. DSDP. 1981. Vol. 59. P. 719—727.
25. *Baker P.E., Buckley F., Holland J.* Petrology and Geochemistry of East Island // Contribs Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 44. N 2. P. 85—100.
26. *Baker B.H., Goles G.G., Leeman W.P., Lind-*

strom M.M. Geochemistry and Petrogenesis of the basalt-benmoreite-trachite suite from south part of the Gregory Rift Kenia // Ibid. 1977. Vol. 64, N 3. P. 303—332.

27. *Bass M., Morebly R., Rhodes J.* et al. Volcanic Rock cored in the central Pacific leg 17. Deep sea drilling project // Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 17. P. 424—504.
28. *Batiza R., Johnson H.R.* Trace element and isotopic evidence for magma mixing in Alcalic and Transitional Basalt near the East Pacific Rise at 8° N // Ibid. 1980. Vol. 54. P. 63—70.
29. *Beccaluva L., Macciotta G., Savelli C.* et al. Geochemistry and K/Ar Ages of Volcanica Dredged in the Philippine Sea (Mariana, Jap, and Palau Trenches and Parece Vela Basin) // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Wash., 1980. P. 247—268.
30. *Bryan W.R.* A Basalt-pantelloribe association from islands Saccoro, Jslas Revillagiggido, Mexico // Volcanic Tectonosphere / Ed. H. Aoki, S. Jizuko. 1976. P. 75—91.
31. *Claque D.A., Bunch T.E.* Formation of ferrobasalts at East Pacific midocean spreading Centers// J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 4247—4256.
32. *Dick H.J.B.* The petrology of two Back-Arc basins of the Northern Philippine sea // Amer. J. Sci. 1982. Vol. 282, N 5. P. 644—700.
33. *Hekinian R., Morel J.M.* Basement Rocks from the East Pacific Rise near 9° N compared with other ocean — floor volcanic provinces // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 54. P. 819—832.
34. *Humphris S.E., Thompson R.N., Gibson J.L., Marriner G.F.* Comparison of geochemistry of basalt from the East Pacific Rise, OCP Ridge, and Siqueiros Fracture zon. Deep Sea Drilling Project Leg 54 // Ibid. P. 819—832.
35. *Ichikawa M., Aoki H.* On the volcanic rocks dredged in the Daito Ridge and Okidaito Ridge. Regions Northwestern Philippine Sea. Chykyu Kagaku // Earth-Sci. 1978. Vol. 32, N 5. P. 244—251.
36. *Jackson E.D., Bargar K.E., Fabbi B.P., Heropoulos C.* Petrology of the basaltic Rocks drilled on leg 33 of the Deep Sea Drilling project // Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 33. P. 571—613.
37. *Kay R., Hubburd N.J., Gast R.W.* Chemical characteristics and origin of ocean ridge Volcanic rocks // J. Geophys. Rev. 1970. Vol. 75. P. 1585—1613.
38. *Kempe D.R.C.* Petrological studies on DSDP Leg 34 basalts: Nazca Plate Eastern Pacific Ocean // Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 34. P. 189—214.
39. *Marsh N.G.,Saunders A.D., Tarney J., Dick H.J.B.* Geochemistry of basalts from the Shikoku and Daito basins DSDP Leg 58 // Ibid. 1980. Vol. 58. P. 805—842.
40. *Mattey D.P., Muir J. D.* Geochemistry and mineralogy of basalts, from the Galapagos spreading center. Deep Sea Drilling Project Leg 54 // Ibid. Vol. 54. P. 755—772.
41. *Mattey D.P., Marsh N.G., Tarney J.* The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parece-Vela Basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana Ridges. DSDP, Leg 59 // Ibid. 1981. Vol. 59. P. 753—800.
42. *Natland J.H.* Petrology of Volcanic rocks Dredged from seamounts in the Line Islands // Ibid. 1976. Vol. 33. P. 749—778.
43. *Saunders A.D.* Geochemistry of basalts recovered from the Gulf of California during Leg 65 of the DSDP // Ibid. 1983. Vol. 65. P. 591—621.
44. *Saunders A.D., Fornari D.J, Goron J.-L.* et al. Geochemistry of basic igneous Rocks Gulf of California. DSDP, Leg. 64 // Ibid. Vol. 64. P. 595—642.
45. *Schilling J.G., Anderson R.N., Vegt P.* Rare earth, Fe and Ti variations along the Galapagos spreading centre and their relationship to the Galapagos mantle plume // Nature. 1976. Vol. 261. P. 108—113.
46. *Schrader Ed.L., Rosendahl B.R., Furbish W.J., Meadows G.* Picritic basalts from the Siqueiros Transform fault // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 54. P. 71—78.
47. *Shcheka S.* Igneous Rocks of Deep Sea Drilling Project, leg 61, Naure Basin // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 633—646.
48. *Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya.* Geochemical characteristics of mid-Ocean ridge basalts// Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 44. P. 119—138.
49. *Welham J.A., Graig A.* Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids // Geophys. Res. Lett. 1979. Vol. 6, N 11. P. 829—831.
50. *Wood D.A., Joron J.L., Marsh N.G.* et al. Major and trace-element variations in basalts from the north Philippine sea drilled during DSDP Leg 58: a comparative study of back arc basin basalts with lava series from Japan and Mid-ocean Ridges // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol.58. P. 875—894.
51. *Wood D.A., Marsh N.G., Tarney J.* et al. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana though 461 DSDP, Leg 60// Ibid. 1982. Vol. 60. P. 611—633.

УДК 552.3:553.21/24

А.Д. ЩЕГЛОВ, В.Б. КУРНОСОВ, И.Н. ГОВОРОВ

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Преобразованиям магматических пород в океанических гидротермальных системах в настоящее время придают большое значение при петрологических, геохимических и геофизических исследованиях. Здесь мы ограничились изучением пород базальтового слоя и поставили перед собой следующие задачи: 1) выяснить основные факторы, влияющие на изменения базальтов; 2) определить объем экстракции вещества из базальтов при их изменении; 3) установить роль этого процесса в металлогении океана.

С этой целью были изучены базальты из основных скважин, пробуренных в Тихом океане, и прежде всего из максимально проникших в базальты скв. 504B, 485A, 462A и 433C.

Основные факторы, влияющие на изменения базальтов в океане. Ввиду того что факторы изменения базальтов в океане были обсуждены нами неоднократно [4—7, 15—17], выделим только главные результаты. Прежде всего было обращено внимание на то, что практически во всех скважинах глубоководного бурения преобладающим вторичным минералом, замещающим основную массу в базальтах, является триоктаэдрический железисто-магнезиальный смектит. Это позволило нам выделить предметаморфическую смектитовую фацию преобразования базальтов в океане. Нижняя ее граница располагается преимущественно глубже 600 м от кровли базальтового слоя. Верхний ее температурный предел может достигать 300—400° С. Вторичное минералообразование по основной массе и формирование жил проходят главным образом на гидротермальной стадии преобразования базальтов, в "неокислительных" условиях. Минеральные продукты окислительного режима занимают небольшой объем и встречаются только в верхней части базальтового фундамента, преимущественно в жилах.

Интенсивность преобразования базальтов зависит от факторов, определяемых в целом структурно-тектоническим положением региона, т.е. его тектоно-вулканической активностью и своеобразием магматизма. Наиболее интенсивно преобразуются стекловатые и хорошо проницаемые породы.

Экстракция вещества из базальтов. Результаты балансового расчета, проведенного для измененных океанических базальтов, показали, что в условиях смектитовой фации происходит экстракция химических элементов из них, в том числе тяжелых металлов. В природных обстановках, так же как и в экспериментальных, прослеживается зависимость выноса вещества из базальтов от их стекловатости, степени обводненности гидротермальной системы и температуры взаимодействия вода—порода.

А. Экспериментальные данные. Проведенные эксперименты с морской водой, в том числе и наши, показали, что из стекловатых толеитовых базальтов извлекается в раствор большинство химических элементов: Ca, Si, Fe, Mn, Al, Ba, Ni, Cu, Zn, Cr, Co, Mo, Rb. В отдельных опытах установлено обогащение Ti, B, F, K и Na, вступивших в реакцию с базальтами растворов. Из щелочных базальтов предпочтительнее, чем из толеитов, экстрагируются Na, K и Mn.

В качестве иллюстрации к сказанному приведем два примера. Опыты Дж. Бишоффа и Ф. Диксона [11], проведенные при температуре 200° С и давлении 500 бар, показали увеличение в растворе содержания Fe и Mn более чем в 2000 раз. В опытах И.В. Холодкевича [9, 10, 16] было установлено, что вынос в раствор элементов от их содержания в исходном толеитовом базальте составил для Fe до 30%, для Mn около 60% и для Co и V примерно по 35%.

Таблица 1

Потеря вещества базальтами из 500-метровых столбов (с основанием 1 м^2), соответствующих реальным разрезам

Элемент	Коста-Риканский рифт, скв. 504В	Императорские подводные горы, скв. 433С	Калифорнийский залив, скв. 485А	Впадина Науру, скв. 462А	Элемент	Коста-Риканский рифт, скв. 504В	Императорские подводные горы, скв. 433С	Калифорнийский залив, скв. 485А	Впадина Науру, скв. 462А
Si*	51	19,4	8,8	7,6	Ni**	96,5	21	—	—
Al	15	1,5	—	0,17	Co	17	6	—	—
Fe	11,5	5,4	0,4	0,30	V	—	22	—	—
Mn	0,35	0,4	0,1	—	Cu	27,5	17	1	—
Mg	6,5	0,8	—	—	Zn	50	12	1	—
Ca	31,5	13,5	0,4	0,39	Сумма	122,5	41,5	9,8	8,5
Na	6	0,08	0,06	—	Потеря				
K	—	0,01	0,04	—	веще-				
P	0,05	0,06	—	—	ства, %	8,2	2,8	0,65	0,57
Ti	0,45	0,3	—	—					

* Породообразующие компоненты и суммарная потеря вещества в т.

** Микроэлементы в кг.

Примечание. Прочерк означает, что потери нет или не выявлена.

Б. Природные данные. В результате расчета баланса вещества при гидротермальных изменениях базальтов получены величины потери химических элементов, приходящиеся на 1 м^3 каждой из рассмотренных разностей измененных базальтов, встреченных в разрезах скв. 504В в Коста-Риканском рифте, скв. 485А в Калифорнийском заливе, скв. 433С на Императорских подводных горах и скв. 462А во впадине Науру. Рузультаты потери элементов для 1 м^3 пород позволили рассчитать вынос химических элементов из разрезов скважин (табл. 1). Расчеты проведены для базальтовых колонн высотой 500 м, основанием 1 м^2. Они соответствовали реальному набору и чередованию пород, поднятых при бурении скважин. Общая потеря вещества базальтами, рассчитанная для опорных разрезов, составляет 0,57; 0,65 и 8,2% массы свежих базальтов. Базальты Императорских подводных гор теряют 2,8% своей первичной массы. Кроме того, они более интенсивно, чем океанические толеиты, обедняются Mn, K, P и V.

Ежегодная потеря вещества базальтами срединно-океанических хребтов определена на основании представления, что базальтовый слой коры океана наращивается в осевых зонах в среднем со скоростью 3 см в год и что каждая годовая порция базальтов рано или поздно будет изменена до уровня, наблюдаемого в природных разрезах. При мощности базальтового слоя 2,5 км ежегодно в осевых зонах образуется 9 км^3 базальтов. Расчеты показывают, что ежегодно из базальтов срединно-океанических хребтов и подводных вулканических гор может удаляться (в млн т): Fe — 117,5; Mn — 4,85; P — 0,57; Ni — 0,9; Zn — 0,47; Cu — 0,29; Co — 0,16.

Роль экстрагированного из базальтов вещества в металлогении океана. Часть экстрагированного из базальтов вещества, вовлеченного в гидротермальную циркуляцию, выносится в океан. Другая его часть остается в базальтовом фундаменте. В соответствии с этим можно рассмотреть его влияние на концентрирование металлов на дне океана и под ним (в базальтах).

Из сопоставления масс химических элементов, освобождающихся из базальтов и приносимых реками в океан в растворенном виде, отчетливо видна решающая роль рассматриваемого корового источника гидротермального вещества в формировании металлогенического облика поверхности дна океана (табл. 2). Приведенные здесь величины позволяют вполне обоснованно считать, что фор-

Таблица 2

Сопоставление ежегодного привноса вещества в Мировой океан из базальтов и с суши в растворе

Элемент	Привнос вещества, экстрагированного из базальтов, млн т	Речной сток в растворе с учетом потерь на границе река—море, млн т [3]	Элемент	Привнос вещества, экстрагированного из базальтов, млн т	Речной сток в растворе с учетом потерь на границе река—море, млн т [3]
Fe	117,9	0,32	Zn	0,47	0,73
Mn	4,85	0,32	Cu	0,29	0,17
P	0,57	1,6*	Co	0,16	0,01
Ni	0,9	0,08			

*Без учета потерь на границе река—море.

Таблица 3

Сопоставление ежегодного привноса вещества в Тихий океан из базальтов и с суши в растворе

Элемент	Привнос вещества, экстрагированного из базальтов, млн т	Речной сток в растворе, млн т [1]	Элемент	Привнос вещества, экстрагированного из базальтов, млн т	Речной сток в растворе, млн т [1]
Fe	46,5	1,9	Zn	0,17	0,092
Mn	2,2	0,046	Cu	0,12	0,032
P	0,27	—	Co	0,06	0,0014
Ni	0,34	0,115			

мирование в океане сульфидных отложений, марганцевых корок, металлоносных осадков и железо-марганцевых конкреций связано с коровым источником гидротермального вещества. Наиболее показателен в этом отношении марганец, экстрагируемый из базальтов. Он занимает не менее 75% всего гидротермального марганца, поступающего в океан.

Еще более выразительная картина влияния "базальтового" источника вещества на формирование рудных концентраций металлов на дне, прежде всего Mn, Cu и Co, получена для Тихого океана (табл. 3). Снижение роли привноса в океан железа, экстрагированного из базальтов, не соответствует истинной картине. *Привнос растворенного железа с суши в Тихий океан (1,9 млн т) явно завышен*, так как, по последней оценке [3], его поступление в Мировой океан составляет 0,32 млн т.

В настоящее время считается, что значительная масса вещества, экстрагированного из базальтов, разгружается под дном, формируя рудные жилы и вкрапленность в восходящих ветвях гидротермальных систем. В их образовании ведущее значение имеет температура растворов. Как известно, сульфидные толщи отлагаются на океаническом дне в случае выхода на поверхность горячих источников [14, 18]. При низкой температуре вытекающих растворов они не обнаружены [12]. Но ввиду того, что температура растворов, изливающихся на дне, замерена только в единичных точках и нет сведений по ее оценке в ретроспективном плане, представления об эндогенной металлогении океана могут быть основаны на сегодняшний день прежде всего на геохимической специализации океанических магматических пород и данных по экстракции из них вещества в природных условиях.

Выделенные петрогеохимические провинции базальтов [2] и приведенные выше результаты расчетов экстракции вещества при их гидротермальных преобра-

зованиях позволяют наметить провинции, перспективные на различные типы рудопроявлений (см. рис. 2 в статье И.Н. Говорова и др. в настоящем сборнике).

Наибольшие перспективы на колчеданно-медно-цинковую минерализацию имеет кайнозойской рифтовый пояс Восточно-Тихоокеанского поднятия с сопряженными рифтовыми зонами. Особенно перспективна северная часть этого пояса, в которой преобладают ферротолеиты. Для них характеры также повышенные содержания V, Co, Ag. Нами установлено, что из перечисленных элементов, таких, как Fe, Cu, Zn, из этих пород экстрагируются Co и Ni. Эти элементы могут участвовать в формировании рудных жил и вкрапленности.

Особое место в эндогенной металлогении занимают щелочные породы, из которых кроме Fe, Mn, Ti, Ni, Co, Cu и Zn, извлекается значительное количество P и V. Поэтому в этих комплексах пород наряду с сульфидной минерализацией гавайского типа [13] следует ожидать развития фосфорсодержащей минерализации. Это предположение было подтверждено в рейсе НИС "Академик А. Несмеянов" при драгировании поднятия Шатского и Идзу-Бонинского глубоководного желоба. Здесь обнаружена флюорит-барит-апатитовая минерализация (возможно, с минералами редких элементов), замещающая стекловатые разности щелочных и субщелочных базальтов в зонах тектонического дробления. Ранее этот тип минерализации не был известен ни в океанических, ни в континентальных областях.

Выявленная фосфатоносность Северо-Западной провинции Тихого океана может иметь большие перспективы, так как участки с однотипными фосфатными проявлениями встречены на значительных расстояниях друг от друга. В глубоководных впадинах, окружающих поднятие Шатского, возможно распространение баритовых и фосфоритовых конкреций.

Щелочные стекловатые базальты с повышенным содержанием P драгированы в ряде участков хребта Маркус-Неккер [8], что дает основание ожидать и здесь апатитовую минерализацию, как на поднятии Шатского. Балансовые расчеты показывают интенсивный вынос P из богатых этим элементом толеитов и щелочных базальтов Императорского хребта (скв. 433С). Это служит основанием для прогноза фосфатной минерализации и в пределах Гавайско-Императорской провинции (см. рис. 2 в статье И.Н. Говорова и др. в настоящем сборнике).

Щелочные базальтоиды широко распространены в пределах всей Транстихоокеанской петрогеохимической провинции (субпровинции Срединно-Тихоокеанская, Микронезия, Самоа, Полинезия), изучение металлогении которой может привести к открытию участков фосфорной минерализации, представляющей практический интерес. Особое внимание следует обратить на субпровинцию Полинезия, где наряду с щелочными базальтами распространен комплекс высокощелочных нефелиновых пород (таититы, фонолиты, нефелиновые сиениты), с которым мотут быть связаны проявления редкометальных карбонатитов.

Еще один тип перспективно металлоносных структур, выделяющихся в пределах Транстихоокеанской провинции, представлен поднятиями Онтонг-Джава, Манихики и впадиной Науру, в которых распространен силловый комплекс внутриплитных долеритов и базальтов. Несмотря на то что для них характерно повышенное содержание ряда элементов, прежде всего Cu и Ni, ожидать концентрацию в этих породах соответствующей рудной минерализации за счет экстракции этих компонентов из них не приходится, так как эти породы, как нами показано на примере впадины Науру, остаются практически свежими в условиях верхней части коры океана.

Вместе с тем здесь могут находиться типично магматогенные месторождения медно-никелевого и медно-колчеданного типов, залегающие в породах второго и третьего слоев океанической коры.

Выделение в океане основных провинций базальтов с различной петрогеохимической специализацией и изучение их преобразований показали, что гидротермальное взаимодействие морской воды с породами базальтового слоя в условиях предметаморфической смектитовой фации является основным механизмом в геохимическом круговороте элементов через литосферу, активно влияющим на концентрирование металлов в верхней части коры океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богданов Ю.А.* Пелагический осадочный процесс в Тихом океане: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИОАН СССР, 1980. 44 с.
2. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А.* Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1984. N 5. С. 34—47.
3. *Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
4. *Курносов В.Б., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С.* Вторичные изменения вулканических стекол в океане//Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 50—57.
5. *Курносов В.Б.* Эволюция вторичных преобразований базальтов в океане//Минеральные преобразования океанической коры: Тез. докл. Владивосток, 1982. С. 34—36.
6. *Курносов В.Б.* Вторичные преобразовния базальтов верхней части коры океана//Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, С. 14—19.
7. *Курносов В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов коры океана//Тихоокеан. геология. 1984. N 6. С. 90—94.
8. *Рудник Г.Б., Матвеенков В.В.* Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан)//Океанология. 1978. Т. 18, вып. 3. С. 489—495.
9. *Холодкевич И.В.* Вторичные изменения океанических базальтов по экспериментальным и природным данным: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 24 с.
10. *Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносов В.Б.* Химические особенности преобразования базальтов в гидротермальных условиях (экспериментальные данные) // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 143—150.
11. *Bishoff J.L., Dickson F.W.* Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry//Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25, N 5. P. 385—397.
12. *Gorliss J.B.* Submarine thermal springs on the Galapagos Rift//Science. 1979. Vol. 203, N 4129. P. 1073—1083.
13. *Desborough G.A., Anderson A.T., Wright T.Z.* Mineralogy of sulfides from certain Hawaiian basalts//Econ. Geol. 1968. Vol. 63, N 6. P. 431—449.
14. *Francheteau J., Needham H., Choukroune P.* et al Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise//Nature. 1979. Vol. 277, N 5697. P.523—528.
15. *Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Kokorina L.P.* et al. The origin of clay minerals in the oceanic crust revealed by natural and experimental data//International clay conference, 1981/Ed. H. Van. Olphen, F. Veniale. Amsterdam; Oxford; N.Y.: Elsevier, 1982. P. 547—556.
16. *Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Kokorina L.P., Kotov N.V.* Hydrothermal alterations of basalts in the ocean basing on the deep-sea drilling core data and experimental modelling//Arch. miner. W-wa, 1983a. Vol. 39, pt 1. P. 109—117.
17. *Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V.* Environments of the magmatic crust of the ocean//Abstr. Fifth Meet. Europ. clay groups. Prague, 1983b. P. 88.
18. *Spiess F.N., MacDonald K.C., Atwater T.* et al. Hot springs and geophysical experiments//Science. 1980. Vol. 207, N 4438. P. 1421—1433.

УДК. 551.242

Т.В. МОЛЧАНОВА

НЕКОТОРЫЕ ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОИДОВ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

К настоящему времени по Индийскому океану сравнительно с Атлантическим и Тихим океанами имеется относительно небольшое количество материалов глубоководного бурения и драгирования. Тем не менее по этим материалам можно видеть, что в разных структурах дна Индийского океана развиты океанические породы различного состава.

В восточной части Индийского океана — в пределах асейсмичного хребта Девяностого Градуса (Восточно-Индийского) и соседней с ним впадины Уортон

Рис. 1. Размещение скважин в хребте Девяностого Градуса и впадине Уортон

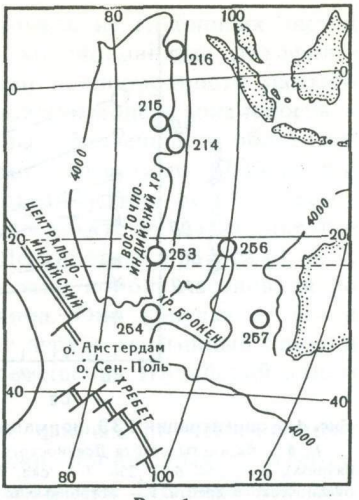


Рис. 1

Рис. 2. Диаграмма *AFM* для базальтов хребта Девяностого Градуса и впадины Уортон

Базальты хребта Девяностого Градуса из скважин: *1* — 214, *2* — 216, *3* — 253, *4* — 254, *5* — 256; *6* — скв. 257 (впадина Уортон); *7* — базальты о-ва Сен-Поль; *8* — поле базальтов Индийского океана

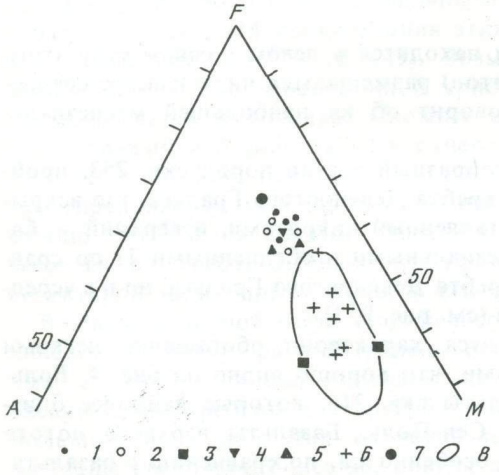


Рис. 2

Рис. 3. Соотношение TiO_2 и FeO'/MgO [13] в базальтах

1 — поле базальтов островов Индийского океана; *2—7* — базальты хребта Девяностого Градуса из скважин: *2* — 214, *3* — 215, *4* — 216, *5* — 254, *6* — 256, *7* — 253; *8* — скв. 257 (впадина Уортон); *9* — средний базальт Индийского океана; *10* — базальты о-ва Сен-Поль

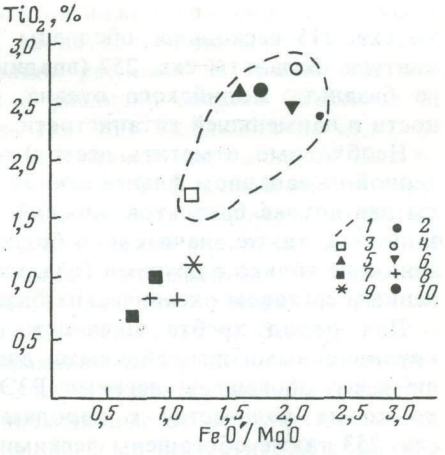


Рис. 3

(Западно-Австралийской) — пройдено несколько скважин (рис. 1) и выполнен ряд драгировок. Полученные материалы показывают, что здесь развиты породы различного состава — от пикритов и океанических толеитов до ферробазальтов и океанических андезитов. Ферробазальты и океанические андезиты близки к породам океанических островов и асейсмичных хребтов Атлантического и Тихого океанов (например, Кокосового, Исландии и др.).

По химическому составу базальты хребта Девяностого Градуса отличаются от "нормальных" базальтов срединно-океанических хребтов повышенными количествами Fe, Si, K, Ti, Ba, Zr, Rb, Sr и легких редкоземельных элементов (РЗЭ).

На треугольнике *AFM* (рис. 2) видно, что породы скважин, пройденных в пределах хребта Девяностого Градуса, образуют поле, лежащее ближе к вершине *F* диаграммы, четко отделенное от поля базальтов Индийского океана, а базальты скв. 253, так же как и скв. 257, пройденной во впадине Уортон, размещаются внутри последнего. На диаграмме содержания TiO_2 относительно FeO'/MgO (рис. 3) породы хребта Девяностого Градуса размещаются внутри контура пород островов, концентрируясь в его верхней правой части, т.е. имеют наиболее высокие отношения FeO'/MgO и наибольшие количества TiO_2. Только базаль-

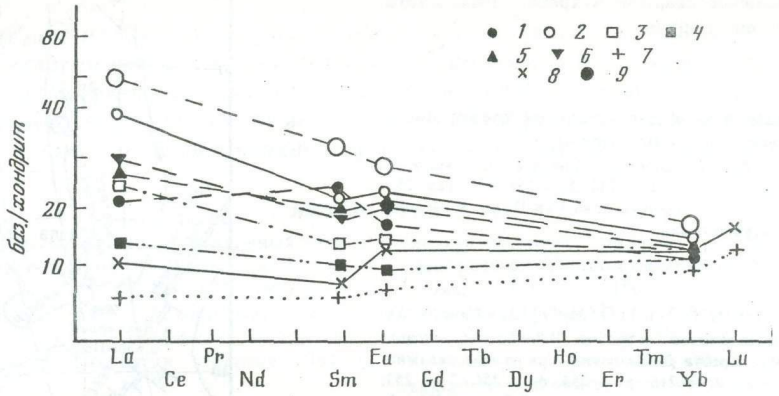


Рис. 4. Концентрации РЗЭ, нормализованные относительно хондритов [13]

1—6 — базальты хребта Девяностого Градуса из скважин: *1* — 214, *2* — 216, *3* — 253 (верх разреза), *4* — 253 (низ разреза), *5* — 254, *6* — 256; *7* — скв. 257 (впадина Уортон); *8* — среднее из 18 базальтов Срединно-Индийского океанического хребта; *9* — островные толеиты о-ва Сен-Поль

ты скв. 215 несколько обеднены TiO_2 и находятся в левом нижнем углу этого контура. Базальты скв. 257 (впадина Уортон) размещаются ниже и левее среднего базальта Индийского океана, что говорит об их наибольшей магнезиальности и наименьшей титанистости.

Необходимо отметить несколько своеобразный состав пород скв. 253, пройденной на западном фланге южной части хребта Девяностого Градуса. Ею вскрыты два потока базальтов: нижний, представленный пикритами, и верхний — базальтами, также значительно более магнезиальными и обедненными Ti по сравнению не только с другими базальтами хребта Девяностого Градуса, но и с усредненным составом океанических базальтов (см. рис. 2, 3).

Для пород хребта Девяностого Градуса характерно обогащение легкими крупноионными литофильными элементами, что хорошо видно на рис. 4. Больше всего обогащены легкими РЗЭ базальты скв. 216, которые наиболее близки по их количеству к породам о-ва Сен-Поль. Базальты верхнего потока скв. 253 также обогащены легкими РЗЭ, особенно La, по сравнению с базальтами нижнего потока. Последние очень слабо обогащены относительно среднего базальта океана. При высоких концентрациях легких РЗЭ породы скв. 214, 216, 253, 254 и 256 имеют высокие отношения La/Sm, возрастающие от 1,5 до 1,95 (для верхнего базальта скв. 253 оно равно 1,63), тогда как для базальтов срединных хребтов Индийского океана это отношение, как правило, меньше 1 и обычно колеблется около 0,5 [12]. Наряду с повышенными концентрациями таких крупноионных литофильных элементов, как K, Rb и Cs, в породах хребта Девяностого Градуса обычно отмечается повышенное содержание Sr, количество которого в базальтах скв. 216 достигает 360 г/т, а в скв. 215 даже 460 г/т, однако в базальтах скв. 254 снижается до 115 г/т, т.е. ниже, чем в усредненном базальте Срединно-Индийского хребта (120 г/т) [12]. При таких содержаниях Sr базальты всех скважин хребта Девяностого Градуса, в том числе и скв. 254, характеризуются высоким отношением изотопов Sr, которое колеблется от 0,7043 до 0,7055, а в скв. 253 равно 0,7066. Вместе с тем в базальтах Срединно-Индийского хребта отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяется от 0,7026 до 0,7039 [7].

Понятно, что из базальтового расплава, образовавшегося при парциальном плавлении мантийного источника, первично истощенного крупноионными литофильными элементами, и в том числе радиогенным Sr, не может быть получен расплав, обогащенный этими элементами. Шиллингом [11] была предложена модель

мантийного плюма, согласно которой в горячих точках из глубинных частей мантии поступают плюмы, обогащенные легкими крупноионными литофильными элементами. Суббарао и Редди [12] объясняли неоднородность мантийных источников зональным строением мантии и предложили модель зональность—истощение, согласно которой в мантии имеются зоны, обедненные и обогащенные крупноионными литофильными и радиогенными элементами. Первые питают системы спрединговых хребтов, вторые — океанические острова, абиссальные холмы и асейсмичные хребты. Многие исследователи, изучавшие породы восточной части Индийского океана и хребта Девяностого Градуса [3, 6, 7, 10, 12, 13], пришли к выводу, что в формировании этих пород участвовали по крайней мере два гетерогенных мантийных источника. Они допускали, что в образовании пород этого хребта активную роль мог играть мантийный плюм и что хребет в целом был образован в результате перемещения Индийской плиты над горячей точкой в северном направлении.

Однако, как это можно видеть из приведенных данных по асейсмичному хребту Девяностого Градуса, не все базальты скважин, пройденных по хребту, характеризуются однородностью состава. Так, базальты скв. 216 наиболее обогащены крупноионными литофильными, в том числе и легкими РЗЭ, тогда как в базальтах скв. 214 концентрация этих элементов ниже и относительно невысокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7049). Возможно, такие колебания могут быть связаны с процессами фракционной кристаллизации расплава из общего для них магматического источника. Сложнее вопрос о различии состава базальтов из этих скважин и базальтов из верхнего потока скв. 253. Последние по содержанию Fe, Ti, K и малых литофильных элементов близки к "нормальным" базальтам спрединговых хребтов, но по концентрации легких РЗЭ и особенно по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ их следует отнести к типу обогащенных. Возникает сомнение: является ли хребет Девяностого Градуса в целом такой простой гомогенной структурой или, может быть, в его состав входят гетерогенные образования?

В северо-западной части Индийского океана, в пределах Аравийской и Сомалийской котловин, распространены базальты, геохимические особенности которых, с одной стороны, сближают их с "нормальными" базальтами срединно-океанических хребтов, а с другой — имеют с ними значительные расхождения. Большинство пород этих котловин имеет повышенные содержания кремнезема (чаще несколько более 50, иногда до 55 вес. %) и по нормативной классификации относится к кварцевым толеитам, т.е. отличается от оливиннормативных базальтов срединно-океанических хребтов. Кроме того, для них характерно более низкое содержание несовместимых крупноионных малых элементов (K, Ti, Zr и P), а также более высокие отношение Al_2O_3/TiO_2, CaO/TiO_2 и низкие — Ti/Zr, Ti/Y и Zr/Y, чем для базальтов Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия [4, 9 и др.]. Эти отличия показывают, что расплавы пород Сомалийской и Аравийской котловин отделялись от источника, истощенного базальтовыми составляющими по сравнению с источниками базальтов срединно-океанических хребтов. Грин с соавторами [5], а также Лангмуир с соавторами [8] предполагали, что такие источники могут образовываться благодаря длительному процессу плавления и отделения частично фракционированных расплавов в более поздний этап развития срединно-океанического хребта.

Вместе с тем детальное сопоставление геохимических особенностей базальтов из Сомалийской и Аравийской котловин показывает, что и между ними наблюдаются хотя и тонкие, но достаточно существенные различия, прослеживающиеся в содержании как главных, так и малых РЗЭ. Базальты Сомалийской котловины по сравнению с породами Аравийской имеют систематическое несколько более низкое обогащение Fe, K_2O и TiO_2. Это говорит о том, что базальты этих котловин при сходной степени фракционирования отделялись от первичного расплава, имеющего разное обогащение Fe. При высоком содержании

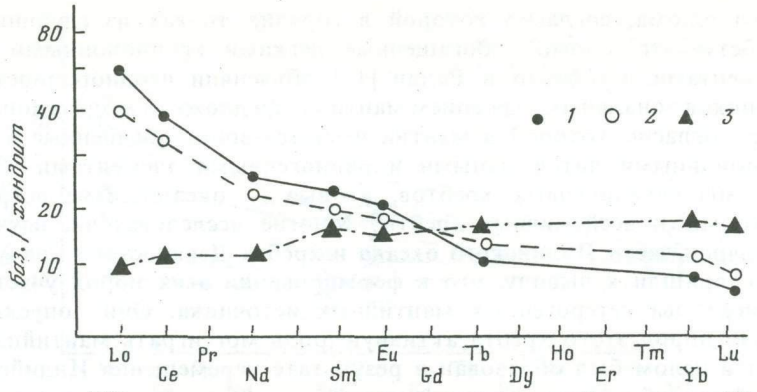


Рис. 5. Концентрации РЗЭ, нормализованные относительно хондритов, в базальтах скв. 250 в Мозамбикской котловине [14]

1, 2 — нижняя часть разреза; *3* — верхняя часть разреза

Al_2O_3 и CaO в сочетании с низкими содержанием TiO_2 в породах Сомалийской котловины отношения Al_2O_3/TiO_2 и CaO/TiO_2 достигают величины значительно большей хондритовой. Подобные отношения весьма редки в базальтах океанического дна, однако в Сомалийской котловине они устанавливаются в достаточно фракционированных базальтах, близких по составу к низкоалюминиевой базальтовой магме, сходной с магмой района FAMOUS[1].

Из малых элементов такие несовместимые элементы, как Zr, Hf и Y, в породах Сомалийской котловины менее обильны, чем в породах Аравийской, и относительно истощены легкими РЗЭ. В Аравийской котловине распределение РЗЭ, нормализованных относительно хондритов, изменяется от слабо обогащенных легкими до слегка истощенных легкими и более значительно истощенных тяжелыми РЗЭ.

Приведенные геохимические характеристики пород котловин северо-западной части Индийского океана показывают, что эти породы не могут быть связаны друг с другом или с единым общим источником. Например, в базальтах, связанных общим источником, невозможна положительная корреляция между совместимыми и несовместимыми элементами, что наблюдается в породах между Zr и Ni.

На основании всех приведенных данных [2, 4, 9 и др.] исследователи приходят к предположению о вариациях в составе магматических источников пород Индийского океана, но считают, что имеющиеся данные пока недостаточны для того, чтобы показать, имеют ли эти вариации временное или географическое распространение.

В юго-западной части Индийского океана — на фланге Западно-Индийского хребта, на Мозамбикском хребте и в Мозамбикской котловине — серией скважин были пройдены базальты различного состава. На фланге Западно-Индийского хребта и на Мозамбикском хребте вскрыты базальты, по минералого-геохимическому составу близкие к "нормальным" базальтам срединно-океанических хребтов. В Мозамбикской же котловине базальты по составу существенно различаются. Интересны материалы по скв. 250, показывающие, что в нижней части пройденного ею разреза базальты представлены породами большей степени фракционирования, с более высокими содержаниями несовместимых крупноионных малых элементов — Ti, K, Cr, Ba, La и Nb, а также Ni и Sc при более низких количествах V и Y, с относительным обогащением легкими и некоторым обеднением тяжелыми РЗЭ [14]. В верхней части разреза скв. 250 развиты базальты, характеризующиеся низкими концентрациями несовместимых

малых элементов и высоким истощением легкими РЗЭ; в целом они близки по составу к базальтам Западно-Индийского хребта (рис. 5).

Таким образом, верхние базальты относятся к типичным базальтам спрединговых срединно-океанических хребтов, тогда как нижние, обогащенные несовместимыми элементами и легкими РЗЭ, возможно, образовались из магматического источника, отличающегося по составу, и их излияния, вероятно, связаны с вулканическими событиями, происходившими в располагавшейся поблизости разломной зоне Принс-Эдуард. Расположенные выше базальты "нормального" океанического типа, по-видимому, связаны с излияниями в поднявшемся позже Мозамбикском хребте [14].

Подводя итог изложенным данным, следует отметить, что, несмотря на слабую изученность магматических пород Индийского океана, в отдельных его регионах определенно устанавливается геохимическая неоднородность мантии. Возможно, эта неоднородность связана с различиями в истории развития крупных структур океана. В то же время в структурах одного типа, а также в пределах отдельных крупных структур выявляются более тонкие и труднее обнаруживаемые неоднородности, имеющие, по-видимому, меньшие масштабы и иную природу. Для решения этих интересных и важных вопросов необходимо большее количество материала и его детальное петрохимическое и геохимическое изучение.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bryan M.B., Dick H.J.B.* Contrasted abyssal basalt liquidus trands: evidence for mantle major element heterogenity//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 85, N 1. P. 15—26.
2. *Engel C.G., Fisher R., Engel A.E.* Igneous rocks of the indian ocean floor//Science. 1965. Vol. 150, N 3696. P. 605—610.
3. *Frey F.A., Dickey J.S., Thompson G., Bryan M.B.* Eastern Indian ocean DSDP sites; correlation between petrography, geochemistry and tectonic setting//Indian ocean geology and biostratigraphy/Ed. J.R. Heittzler et al. Wash. (D. C.), 1977. P. 189—257. (AGU Monogr. Ser.).
4. *Frey F.A., Dickey J.S., Thompson G.* et al. Evidence for heterogenous primary MORB and mantle sources, NW Indian ocean//Contribs Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74. P. 387—402.
5. *Green H., Hibberson W.O., Jaques A.L.* Petrogenesis of midocean ridge basalts//Earth: its origin, structure and evolution/Ed. McElhinney. L.: Acad. press, 1979. P. 265—290.
6. *Hekinian R.* Petrology of igneous rocks from Leg 22 in north-eastern Indian ocean/Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 22. P. 413—448.
7. *Hekinian R.* Petrology of the ocean floor. Amsterdam; Oxford; N.Y.: Elsevier. 1982. 393 p.
8. *Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E.* et al. Petrogenesis of basalts of FAMOUS area: Mid-Atlantic ridge/Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 32. P. 135—156.
9. *Melson D.C., Vallier T.L., Bearly G., Helen I.* Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pasific, Atlantic and Indian ocean seafloor spreading center/The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. 1976. Vol. 19. P. 351—368. (AGU Monogr. ser.).
10. *Reddy V.V., Subbarao K.V., Reddy G.R.* et al. Geochemistry of volcanics from the Ninetyeast ridge and its vicinity in the Indian ocean//Mar. Geol. 1978. Vol. 26. P. 90—117.
11. *Schilling J.G.* Afar mantle plume: rare earth evidence//Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 242. P. 2—5.
12. *Subbarao R.W., Reddy V.V.* Geochemical studies on oceanic basalts from the Indian ocean// Tectonophysics. 1981. Vol. 85. P. 69—89.
13. *Thompson G., Bryan M.B., Frey F.A., Dickey Y.S.* Basalts and related rocks from DSDP sites in the Central and Eastern Indian ocean//Mar. Geol. 1978. Vol. 26, N 1/2. P. 119—138.
14. *Thompson G., Bryan M.B., Frey F.A.* et al. Petrology, geochemistry and original tectonic setting of basalts from the Mosambique basin and ridge (DSDP sites 248, 249 and 250) and from the Southwestern Indian ridge (DSDP site 251)//Ibid. 1982. Vol. 48, N 3/4. 3. 175—195.

УДК 551.241:552.323.5

А.С. ПЕРФИЛЬЕВ, М.А. АХМЕТЬЕВ, А.Р. ГЕПТНЕР,
Ю.И. ДМИТРИЕВ, Б.П. ЗОЛОТАРЕВ, С.Г. САМЫГИН

ТРЕТИЧНЫЕ БАЗАЛЬТЫ ИСЛАНДИИ И ПРОБЛЕМА СПРЕДИНГА

Наибольшие трудности в изучении спрединга океанической коры связаны с тем, что современные зоны раздвига, как правило, расположены глубоко под водой и не изучены геологическими методами (за исключением небольших участков, которые были исследованы с помощью погружаемых аппаратов). Исландия расположена на своде Срединно-Атлантического хребта, и через этот остров проходит ось современного спрединга, выраженная западной и восточной неовулканическими зонами. Эти зоны, по-видимому, сопрягаются через трансформный разлом, проходящий от п-ова Снайфедльснес на восток.

Однако, несмотря на свое положение, Исландия заметно отличается от типичных участков срединного хребта и его осевой рифтовой долины. Кора здесь значительно мощнее (30 км против 6—8 км в океане), рифтовая (неовулканическая) зона шире, чем океаническая (50 км против 10—12 км в океане), тектоника значительно проще (меньше разломов), заметную роль играют вулканы центрального типа, с которыми наряду с базальтами связаны кислые породы, и т.д. Иными словами, для выяснения закономерностей спрединга в чистом виде необходимо "снять" его особенности, обусловленные характером развития Исландии по сравнению с другими частями Срединно-Атлантического хребта.

Неовулканические зоны Исландии изучали многие геологи разных стран [1, 5, 7], и к настоящему времени по этим зонам накоплен достаточный материал. Особенности неовулканических зон заключаются в том, что они дают только лишь современную и практически плоскостную картину; в этих зонах трудно изучить историю формирования структуры и историю магматизма, а также более глубокие части разреза и гипабиссальные фации базальтов.

Третичные лавы, которые развиты на флангах неовулканических зон, начали интенсивно изучать сравнительно недавно [6, 8]. Большой вклад в их изучение внесло бурение глубокой скважины на восточном берегу Исландии, в устье Рейдар-фьорда. Описание разреза этой скважины было опубликовано в 1982 г. [4]. Нами были исследованы третичные лавы и гипабиссальные интрузии в разных частях Исландии. Основное внимание было сконцентрировано на породах примерно одного и того же возрастного интервала, которым была выбрана 9-я палеомагнитная эпоха (8,7— 10, 2 млн лет).

Девятая палеомагнитная эпоха является наиболее простой в палеомагнитном отношении (почти нет палеомагнитных эпизодов с обратной полярностью, нарушающих прямую полярность этой эпохи), поэтому сравнительно просто определить границы этой эпохи в конкретных разрезах. Девятая палеомагнитная эпоха соответствует пятой полосовой магнитной аномалии Срединно-Атлантического хребта. Эта аномалия выделяется наиболее четко в смежных с Исландией секторах срединного хребта и прослежена практически до шельфовой зоны острова, поэтому полученные по Исландии результаты легче всего увязать с общей картиной строения хребта к северу и югу от нее.

Вулканические и осадочные образования, относящиеся к 9-й эпохе, выходят на поверхность на востоке, севере и северо-западе Исландии. В качестве опорных участков были выбраны район Берю-фьорд — бассейн р. Брейддалсау на востоке, районы Стейнгримс-фьорд и Кодла-фьорд—Берю-фьорд на западе. Менее детально изучены породы того же возраста на севере острова, в районе Акюрейри.

Вулканические породы. Третичные вулканогенные образования представлены двумя фациальными типами. К первому относятся мощные, протяженные и вы-

держанные потоки базальтовых лав, слагающих главную часть разреза третичных пород. По-видимому, это продукты трещинных излияний. Второй тип представлен сложным комплексом пород в составе построек центрального типа. Эти два типа вулканогенных ассоциаций, формировавшихся почти одновременно, были впервые изучены Дж. Уокером [10, 11] на востоке Исландии, а затем обнаружены и в других частях острова. Вулканические комплексы центрального типа описаны во многих работах, и в настоящей статье мы не будем останавливаться на их строении.

В вулканогенных образованиях первого фациального типа выделяются две провинции. Одна из них объединяет платобазальты севера и востока острова, вторая отвечает западной его части. В качестве примера строения платобазальтов первой провинции был изучен разрез третичных лав Восточной Исландии, в районе Берю-фьорда и в бассейне р. Брейддалсау. Здесь в интервале, примерно отвечающем 10-й — началу 8-й палеомагнитной эпохи, в разрезе выделяется несколько циклов, каждый из которых начинается не выдержанными по мощности лавовыми потоками, обычно миндалекаменными, нередко с шлаковыми образованиями в кровле. Вверх по разрезу потоки становятся более выдержанными, исчезают миндалекаменные лавы и шлаколавы. Между потоками появляются горизонты красных сидеромелановых гиалокластитов ("красные горизонты") мощностью от первых до нескольких десятков сантиметров. Их наличие косвенно указывает на существование достаточно длительного перерыва между излияниями лав, разделенных такими горизонтами.

Таким образом, общие закономерности строения разреза свидетельствуют о цикличности излияний, причем в начале цикла излияния более частые (меньше горизонтов гиалокластитов) и более газонасыщенные, чем в конце. Не исключено, что такая цикличность связана также с постепенным удалением центра излияний в каждом цикле.

Верхние два цикла, отвечающие большей части девятой и низам восьмой палеомагнитной эпохи, были изучены наиболее детально. Они хорошо фиксируются, помимо характера излияний, по петрографическому и петрохимическому составу лав. Низы каждого цикла представлены афировыми базальтами, средние части циклов в основном сложены пироксен-плагиофировыми базальтами, а в верхах обоих циклов преобладают оливиновые афировые и оливиновые плагиофировые базальты. Таким образом, петрографически устанавливается довольно отчетливый антидромный ряд для каждого цикла.

Антидромный характер хорошо фиксируется таже по изменению состава ряда петрогенных элементов (рис. 1). Снизу вверх в каждом цикле уменьшается железомагниевое отношение $(FeO^* \times 100)/(FeO^* + MgO)$, относительное количество SiO_2, содержание Fe в пироксенах и TiO_2 в титаномагнетитах. Одновременно заметно увеличивается основность плагиоклазов.

В целом можно констатировать, что строение восточных разрезов базальтовых лав указывает на импульсный характер излияний, причем эти импульсы свидетельствуют об антидромной эволюции очага для каждого импульса. Северные разрезы не были изучены с такой же детальностью, как восточные, однако по строению и петрографическому составу они принципиально сходны с описанными выше. Отличие заключается, может быть, в несколько большей мощности отдельных потоков и лав в целом.

Разрезы базальтовых лав девятой палеомагнитной эпохи на северо-западе Исландии также имеют отчетливое цикличное строение. Каждый цикл начинается плагиофировыми, часто пузырчатыми лавами, переслаивающимися с большим количеством базальтовой же пирокластики, иногда переотложенной. Средние части циклов сложены маломощными (2—4 м) потоками в основном афировых миндалекаменных базальтов, а в верхних частях преобладают мощные (10 м) потоки плотных афировых базальтов (см. рис. 1).

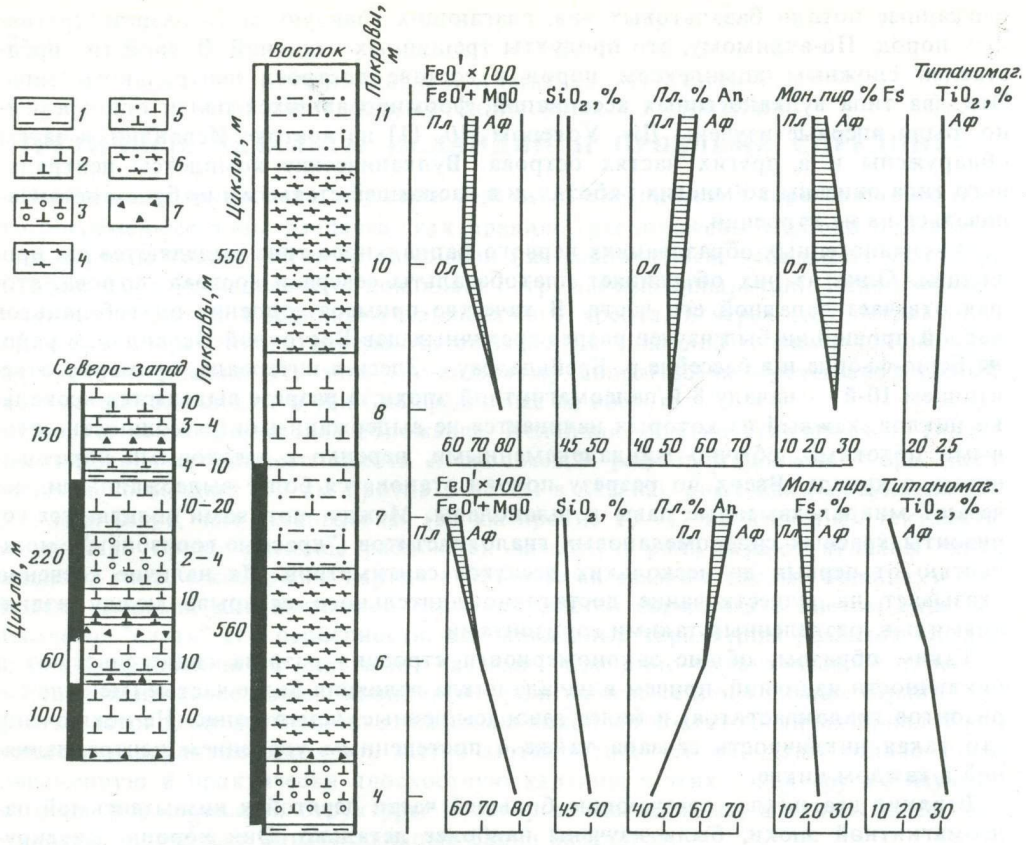


Рис. 1. Цикличность развития третичных платобазальтов Исландии

Базальты: *1* — плагиофировые (Пл), *2* — афировые (Аф), *3* — миндалекаменные афировые, *4* — пироксен-плагиофировые, *5* — плагиофировые и афировые оливиновые, *6* — пироксеновые оливиновые (Ол); *7* — вулканогенно-осадочные отложения

Даже из такого краткого описания видно, что одновозрастные базальты восточных и северо-западных разрезов существенно различны. Эти различия наблюдаются и в мощности лав, которые на востоке составляют не менее 1000 м, а на западе не превышают 500 м. На западе отсутствуют оливиновые и пироксен-плагиоклазовые базальты, широко развитые на востоке.

Различие между северо-западными и восточными (вместе с северной провинцией) базальтами миоценового возраста заметно и на более широком возрастном диапазоне, включающем 9-ю и 10-ю (а на северо-западе частично и 11-ю) палеомагнитные эпохи. Для восточных базальтов довольно уверенно устанавливается направленный тренд в изменении щелочности базальтов снизу вверх по разрезу. Базальты 10-й и низов 9-й палеомагнитной эпохи в основном принадлежат к субщелочной (оливин-щелочнобазальтовой) формации, а вышележащие (9-я — низы 8-й палеомагнитной эпохи) базальты в основном отвечают нормальным толеитам. Это хорошо видно на ряде петрохимических диаграмм, а особенно четко на диаграмме $(K_2O+Na_2O)/SiO_2$ (рис. 2). В отличие от них миоценовые базальты запада и северо-запада Исландии в основном представлены толеитами. Субщелочные разности для этой провинции не характерны (см. рис. 2).

Следовательно, миоценовые платобазальты запада и востока Исландии различаются по многим параметрам и, скорее всего, связаны с разными магматическими источниками. Если магмы восточной провинции эволюционируют от

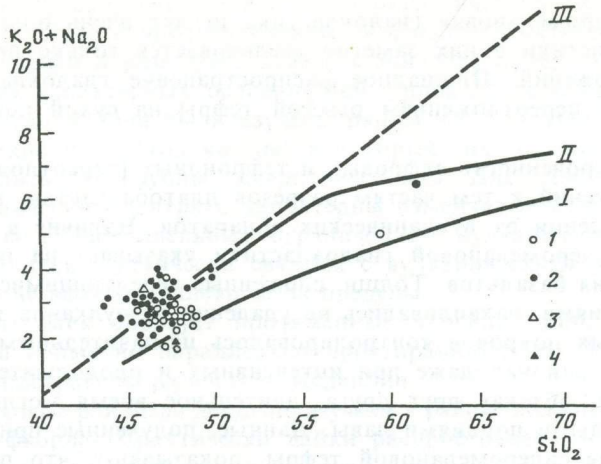


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма миоценовых базальтов Западной, Северо-Западной и Восточной Исландии

1 — базальты западной и северо-западной зон; *2* — базальты восточной зоны; *3* — средний состав щелочно-оливиновых базальтов; *4* — средний состав океанических толеитов. *I—III* — граничные линии: *I, II* — диаграммы Куно, *III* — диаграммы Макдональда

субщелочных базальтов к толеитовым, то в западной преобладают толеитовые лавы.

Туфогенно-осадочные породы. Миоценовые туфогенно-осадочные породы в той или иной степени всегда присутствуют среди лав. Главные особенности этих образований заключаются в том, что их осадочная компонента образовалась за счет перемыва и переотложения тефры основного и кислого состава. В осадках практически отсутствуют продукты разрушения лав. Тефра представлена в основном лито- и витрокластическими туфами.

Кислые туфы связаны с извержениями центральных вулканов. Обычно кислые туфы слагают выдержанные маломощные горизонты, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням. Они накапливались вокруг аппаратов центрального типа. Количество и мощность кислых горизонтов увеличиваются с приближением к вулканам. Кроме того, кислая тефра — постоянный компонент озерных и озерно-болотных отложений, формировавшихся за пределами крупных вулканических построек. Сами постройки нередко наряду с лавами сложены грубозернистой кислой тефрой и игнимбритами. По содержанию, составу и строению кислых эксплозивных продуктов одновозрастные вулканогенные толщи запада и востока Исландии не имеют заметных различий.

Эксплозивные базальтовые образования по составу можно разделить на три группы. Одну из них в основном составляют витрокластические пеплы, состоящие из обломков сидеромеланового стекла. Другую группу слагают отложения, представленные главным образом литокластикой (шлаки, лапилли и более мелкие, обычно пористые обломки). Смесь витро- и литокластики составляет третью группу тефровых отложений.

Литокластика образуется при извержении центральных и трещинных вулканов. Основная масса тефры этого состава отлагается на склонах вулканов или в их окрестностях. Сидеромелановая гиалокластика образуется при гидроэксплозивных и фреатомагматических извержениях. Небольшое количество сидеромеланового стекла возникает и при субаэральном лавовом фонтанировании. Ареал накопления базальтовой тефры при любом типе извержения базальтовой магмы обычно не превышает 20—30 км.

В составе характерного компонента "красных горизонтов" миоценовых пла-

тобазальтов сидеромелановая гиалокластика играет очень большую роль. Количество литокластики в них заметно увеличивается только при приближении к центрам извержений. Площадное распространение гиалокластитовых отложений связано с переотложением рыхлой тефры на сухой поверхности лавовых плато.

Отмечена приуроченность тефровых и тефроидных (переотложенных и сортированных) отложений к тем частям разрезов платобазальтов, которые формировались на удалении от вулканических аппаратов. Наличие в лавовом разрезе отложений сидеромелановой гиалокластики указывает на прерывистый характер накопления базальтов. Толщи, сложенные чередующимися лавами и тефровыми отложениями, накапливались на удалении от вулканов там, где распространение лавовых покровов контролировалось незначительными неровностями рельефа. В этих районах даже при интенсивных и продолжительных извержениях потоки лав, обтекая друг друга, длительное время могли оставаться не перекрытыми новыми порциями лавы. Данные, полученные при подсчетах скорости накопления сидеромелановой тефры, показывают, что перерывы между отдельными лавовыми потоками могли достигать 2500—5000 лет.

Сравнение северо-западной и восточной зон Исландии (вместе с северными районами) показывает существенное их различие в отношении условий формирования рыхлых отложений.

На востоке Исландии базальтовая вулканокластика представлена практически исключительно обожженными сидеромелановыми гиалокластитами, слагающими линзы и горизонты между базальтовыми потоками. Их суммарная мощность не превышает 6—8% общей мощности разреза. В детально изученном опорном разрезе в районе Брейддалур количество таких горизонтов закономерно изменяется в разных частях вулканических циклов. По простиранию на север в разрезе увеличивается количество линз и горизонтов кислых туфов, что связано с приближением к кислому вулканическому центру. Однако количество сидеромелановой гиалокластики остается неизменным. Вероятно, эта гиалокластика связана с другими центрами извержений, имевшими фреатомагматический или гидроэксплозивный характер (возможно, в кальдерных озерах). Судя по характеру излияния лав и по особенностям накопления тонкой сидеромелановой тефры, образование и тех и других происходило на ровной сухой и, видимо, высоко приподнятой над уровнем моря поверхности типа вулканического плато.

На северо-западе Исландии платобазальты сочетаются с грубозернистыми вулканотерригенными (лахаровыми, аллювиальными) образованиями, а также с озерно-болотными угленосными отложениями. Особенно широко туфогенно-осадочные породы развиты в разрезе девятой палеомагнитной эпохи, где они составляют до 30% общей мощности. При этом мощность туфогенно-осадочных пород сильно колеблется, иногда они выполняют узкие грабенообразные депрессии, резко уменьшаясь в мощности на краях таких депрессий.

Парагенез вулканотерригенных отложений, нередко угленосных, сидеромелановой гиалокластики, часто переотложенной, и редких прослоев кислой тефры, скорее всего, формировался на удалении от крупных центральных вулканов. Большое значение, видимо, имели гидроэксплозивные извержения. На существование депрессий, заполненных водой, указывает также появление в разрезе подушечных лав, отсутствующих в северных и восточных разрезах.

По-видимому, накопление лав и туфогенно-осадочных образований на северо-западе Исландии происходило на неровной поверхности с близкостоящим уровнем грунтовых вод. Субаэральные условия соседствовали с субаквальными (болота и озера, в которых накапливались диатомиты). Такие условия, скорее всего, возникали в обширном прогибе с обилием речек и озер. Поверхность земли в пределах прогиба была приподнята относительно уровня моря. Связанное с этим высокое стояние подземных вод могло быть основной причиной появле-

ния здесь обильной сидеромелановой и литокластической базальтовой тефры, возникшей в результате гидроэксплозивных и фреатомагматических извержений.

Долеритовые дайки и рои даек. Дайки и рои даек долеритового состава являются одной из характерных особенностей площадей распространения миоценовых платобазальтов. Они были изучены рядом исследователей [2, 9], и в этой статье мы остановимся только на некоторых их отличительных чертах.

Можно выделить две группы долеритовых даек. Для одной из них, приуроченной к вулканическим центрам, характерны изменчивые незакономерные простирания, иногда субпараллельные ограничениям вулканических центров (конические дайки). Они генетически связаны с вулканическими аппаратами центрального типа и не выходят далеко за их пределы.

Другая группа даек образует протяженные линейные рои, внутри которых дайки вытянуты примерно параллельно простиранию роев. Эти дайки особенно широко распространены на востоке Исландии.

Линейные дайковые рои были детально изучены в районе долины р. Брейддалсау — бассейна Берю-фьорда. Практически дайки распространены на всем изученном пересечении, однако их плотность в пределах роев достигает 10—15 даек на 1 км поперечного сечения роя, а в межроевых пространствах не превышает одной дайки на 1 км.

Отчетливо выделяются четыре главных роя. Простирание этих роев закономерно изменяется с востока на запад от северо-восточного до меридионального. В каждом рое дайки имеют выдержанное простирание, характерное для этого роя.

Платобазальты, вмещающие дайковые рои, последовательно омолаживаются с востока на запад (от десятой палеомагнитной эпохи на востоке до восьмой на западе). В ряде работ [4] было высказано предположение, что в том же направлении происходит омоложение даек (и соответственно роев даек).

Наши данные подтверждают такое предположение. Внутри роев практически нет пересечения даек, которое указывало бы на их разновозрастность. Вероятнее всего, дайки внутри каждого роя почти одновозрастны. Для двух восточных роев были получены выборочные палеомагнитые данные[1], свидетельствующие о совпадении направления остаточного магнитного поля с полем вмещающих лав (из 10 замеров обратные соотношения встретились 1 раз). В трех случаях удалось наблюдать переход дайки вверх по разрезу в небольшой шлаковолавовый конус, быстро выклинивающийся в стороны от дайки. Эти конусы подстилаются и перекрываются потоками платобазальтов и находятся внутри них, что свидетельствует о близкой синхронности даек и вмещающих платобазальтов. Таким образом, имеющиеся данные подтверждают представление об омоложении дайковых роев при движении с востока на запад.

Дайки внутри каждого роя, будучи параллельными друг другу, не параллельны простиранию самого роя. Это отчетливо видно на диаграммах простирания даек в роях. На рис. 3 приведены диаграммы только для двух роев, но сделаны диаграммы такого же типа и для остальных роев. Как следует из этих диаграмм, во всех восточных роях (см. рис. 3, *б*) простирания даек закономерно отклоняются к меридиану от простирания самих роев. Угол между генеральным простиранием даек и простиранием роя более или менее постоянен (~30°). В западном рое или дайки отклоняются на северо-восток от почти меридионального простирания, или имеются два типа (см. рис. 3, *а*) отклонения — как на северо-восток, так и на северо-запад.

Косая ориентировка даек относительно простирания роя свидетельствует о сдвиговой составляющей трещин — вместилища даек. Для нескольких даек правобоковая сдвиговая составляющая была установлена непосредственным карти-

[1] Палеомагнитные исследования выполнены М.А. Певзнером в 1979 г.

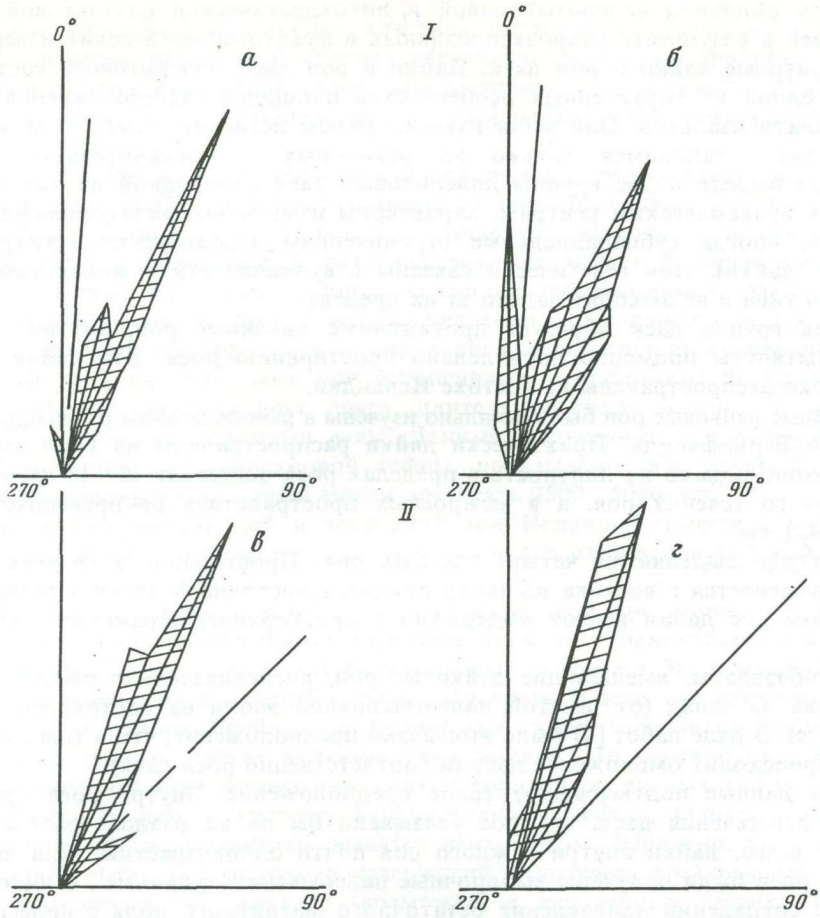


Рис. 3. Диаграммы распределения даек в роях

I — Хейдарватненский рой: *а* — северное сечение; *б* — южное сечение; *II* — Брейддалсвикский рой: *в* — северное сечение, *г* — южное сечение. Заштрихованы поля простираний даек. Линия показывает простирание роев даек

рованием. Она не превышает первых десятков метров. Вертикальная составляющая значительно меньше (до 2 м). Закономерный разворот дайковых роев во времени к северо-востоку, сопровождающийся столь же закономерным разворотом даек внутри каждого роя, объясняется последовательным разворотом на северо-восток всего блока в процессе спрединга.

По петрографическому и петрохимическому составу дайки рассмотренных роев полностью соответствуют составу вмещающих их платобазальтов. В породах даек можно найти петрографические разности, имеющие аналоги в платобазальтах (плагиофировые долериты, пироксен-плагиоклазовые долериты и т.д.). Однако нигде не фиксируется непосредственный переход даек в платобазальты. Отмеченные выше редкие случаи переходов даек в наземные излияния — это мелкие шлаковые и шлаколавовые конусы, быстро выклинивающиеся во все стороны и не имеющие никакого отношения к выдержанным базальтовым покровам.

Некоторые исследователи [9] указывают, что плотность даек увеличивается вниз по разрезу и можно ожидать, что внизу мы перейдем в сплошной "дайковый слой" (комплекс "дайка в дайке"). Увеличение количества даек трактовалось как аргумент в пользу того, что дайки являются подводящими каналами платобазальтов. Однако ни наши данные, ни данные глубокой скважины, пробуренной несколько севернее [4], не подтвердили этого.

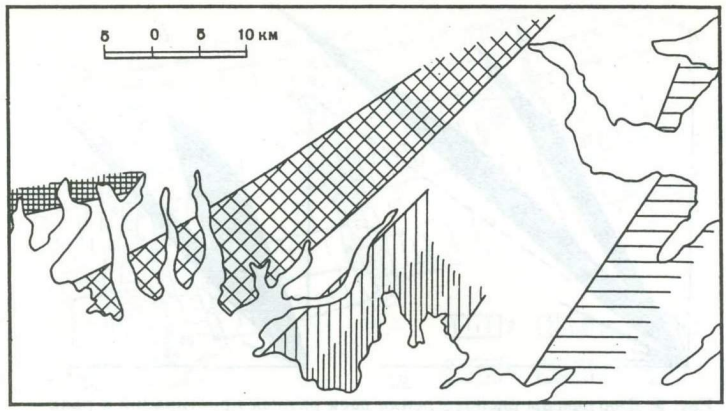


Рис. 4. Схема расположения разновозрастных дайковых роев северо-западного полуострова Исландии
Рои показаны разными штриховками. Возраст роев омолаживается с запада на восток

Мощности базальтовых потоков и серий потоков увеличиваются по падению на запад, не считаясь с рассекающими их дайковыми роями. Это впервые отметил Дж. Уокер [8] и прекрасно подтвердилось данными бурения глубокой скважины [4].

Зона магмовыделения платобазальтов, видимо, находилась западнее их современного выхода на поверхность. В процессе спрединга каждая новая серия базальтовых покровов перекрывала подводящие каналы предыдущих излияний. Дайковые рои, таким образом, представляют собой фланговые проявления по отношению к главной зоне магмовыведения платобазальтов.

На северо-западе Исландии количество линейных даек значительно меньше. На большей части площади фиксируются лишь отдельные дайки, и только в районе Стейнгримс-фьорд—Кодла-фьорд в полосе развития пород 9-й палеомагнитной эпохи количество даек резко возрастает и они образуют четкие рои. Плотность даек в этих роях даже больше, чем на востоке.

На изученном участке были выделены четыре дайковых роя, простирания которых изменяются с запада на восток от субширотного до северо-восточного (рис. 4). Эти рои даек последовательно омолаживаются с запада на восток, в соответствии с омоложением вмещающих пород в этом же направлении. Простирания даек внутри роя отличаются от простирания роя, отклоняясь от него к меридиану (рис. 5, *а*) или (для более позднего роя) образуя два пика, отклоняющиеся в обе стороны от простирания роя (рис. 5, *б*). В этом отношении картина удивительно похожа на ту, что наблюдалась на востоке Исландии. Отличие заключается в том, что в изученных случаях имеются два пика простирания даек внутри роев, причем более молодые (секущие) дайки даже в одном рое отклоняются к меридиану по отношению к более древним (рис. 5, *в*).

В рассмотренном районе не удалось найти переход от даек к лавам, однако довольно отчетливо фиксируется увеличение плотности даек вниз по разрезу, а в нижней части разреза появляются отдельные элементы соотношений типа "дайка в дайке". Не исключено, что в отличие от восточных районов Исландии здесь мы имеем самые верхи "дайкового слоя", подстилающего лавы.

Легко видеть, что дайковые рои на северо-западе и востоке Исландии имеют общие черты. В обоих случаях во времени происходит разворот раздвигающихся блоков по часовой стрелке, дайки внутри роев ориентированы под углом к простиранию самих роев и т.д.

На рис. 6 сделана попытка найти центр вращения дайковых роев на востоке и северо-западе Исландии. На северо-западе центр вращения находится под водой,

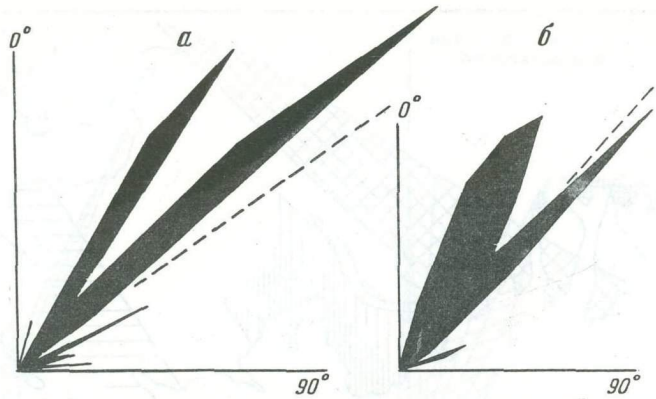


Рис. 5. *Диаграммы распределения даек разных простираний в роях*
Пунктиром показано простирание роя

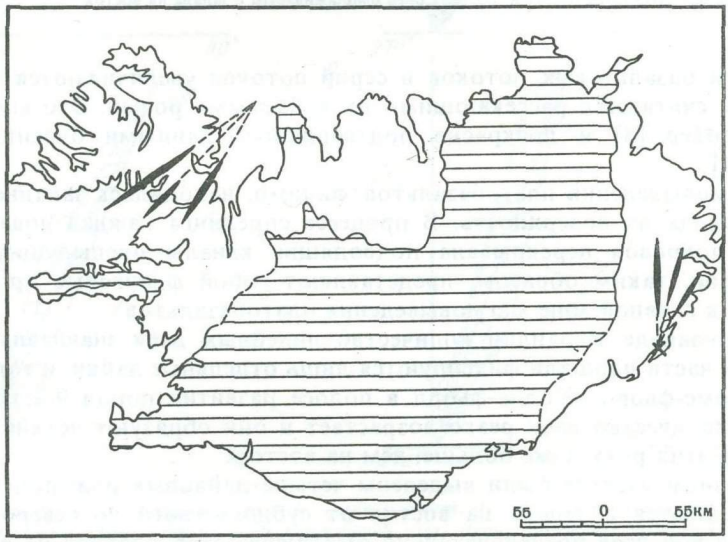


Рис. 6. Положение дайковых роев в 8—10-й палеомагнитных эпохах на западе и востоке Исландии
Заштрихована неовулканическая область. Крестиком обозначен выход гранофиров

севернее острова. Центр вращения восточных роев находится южнее изучаемого района, вблизи мыса Аустерхорн. Интересно отметить, что этот центр совпадает с выходом на поверхность небольших интрузивных массивов габбро-гранофирового состава, представляющих собой редкое для миоценовых пород Исландии явление. Рассмотренные блоки разворачиваются в противоположные стороны друг от друга. Резонно предположить, что эти блоки разделялись структурой типа трансформного разлома. Линия такой трансформы близка к предполагающейся для более позднего времени трансформной зоны п-ова Снайфедльснес. Разворот блоков обусловил появление кулисных систем трещин типа сдвиго-раздвигов, которые и зафиксированы дайками, косо ориентированными по отношению к простиранию роев. Именно такой генезис для современных эшелонированных трещин в неовулканической зоне Исландии предполагал В.Г. Трифонов [3].

Некоторые элементы структуры. Структура третичных платобазальтов востока Исландии чрезвычайно проста. В целом это пологая моноклиналь, погружающаяся в западном направлении. Моноклиналь несколько осложнена вулка-

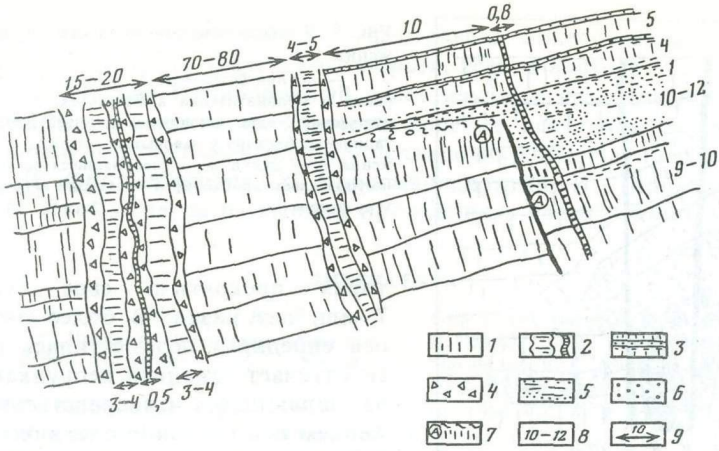


Рис. 7. *Соотношение вулканогенно-осадочных отложений с платобазальтами и дайками в зоне разрывных нарушений*

1 — потоки базальтов; *2* — дайки; *3* — обожженные сидеромелановые гиалокластиты ("красные горизонты"); *4* — брекчии; *5* — сидеромелановая тефра и тефроиды; *6* — грубозернистые вулкано-терригенные отложения; *7* — лавовый поток-маркер; *8* — мощность, м; *9* — расстояние между наблюдавшимися разрезами, м

но-тектоническими структурами, связанными с центральными вулканами. Западнее изученной территории, ближе к неовулканической зоне, третичные породы осложнены наложенной флексурой, связанной с современной рифтовой зоной. Моноклинальное залегание практически не имеет осложнений. В изученном районе встречен всего один сброс, залеченный дайкой, амплитудой до 50 м.

Территория Северо-Западной Исландии на изученном участке построена значительно сложнее. Здесь также наблюдается моноклинальное падение пород на восток, однако эта моноклиналь сильно осложнена. На нее наложена флексура, где наклоны пород достигают 30°. Имеющиеся данные говорят о сингенетичности этой флексуры накоплению лавовых и вулканогенно-осадочных толщ миоцена. Фиксируется большое количество сбросов, грабенов и т.д. Сбросы нередко залечиваются дайками и перекрываются (запечатываются) вышележащими потоками лав (рис. 7). В грабенах резко увеличивается мощность туфогенно-осадочных пород. В одном случае зафиксирована узкая, заполненная обломками трещина, переходящая ниже в дайку (рис. 8). Подобные зияющие или полузасыпанные трещины в современной рифтовой зоне широко распространены и известны под названием "гьяу". Конседиментационность осложняющих структур не вызывает сомнения.

По характеру тектонического рельефа и осложняющим структурам изученный участок напоминает современную западную ветвь неовулканической зоны, продолжающую ось срединно-океанического хребта Рейкьянес.

Некоторые выводы и предположения. Для 9-й и смежных палеомагнитных эпох выделяются две провинции платобазальтов (северо-западная и восточная). Эти провинции различаются по мощности, типу излияний и вещественному составу базальтов и, несомненно, связаны с разными магматическими источниками.

Выход магмы на поверхность, бесспорно, обусловлен раздвиганием океанической коры и в той или иной мере ее новообразованием, иными словами, связан со спредингом океанической коры. На это указывают характер структуры, строение дайковых серий и преимущественно трещинный тип излияния платобазальтов.

Базальты северо-западной провинции, вероятнее всего, формировались в широкой рифтовой зоне, напоминающей западную неовулканическую рифтовую зону. К. Саймундссон определил осевую полосу этой бывшей зоны спрединга, ко-

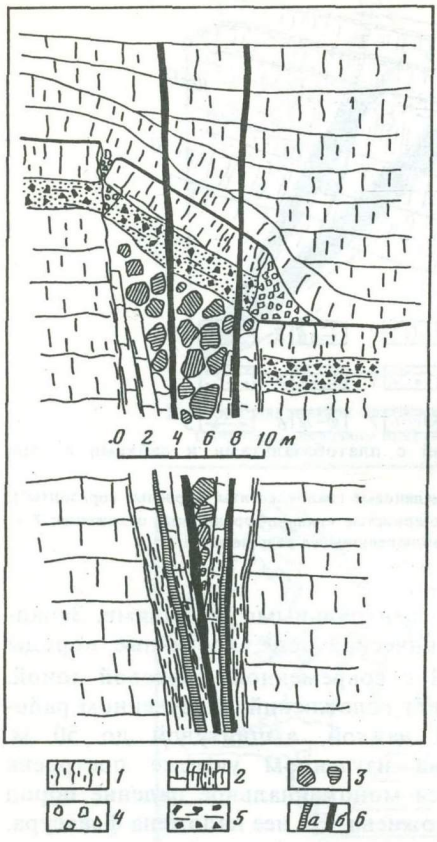


Рис. 8. Конседиментационная структура в зоне растяжения

1 — потоки базальтов; *2* — зоны брекчирования, перетирания и мелонитизации в базальтах; *3* — гравитационные отложения стадии заполнения зияющей трещины; *4* — гравитационные брекчии у лавовых обрывов; *5* — лахаровые отложения; *6* — дайки: *а* — внедрившиеся во время растяжения, несущие следы дробления, *б* — секущие перекрывающие структуру отложения

торая прекратила свое существование 7 млн лет назад. В более позднее время ось спрединга переместилась восточнее, и ей отвечает западная неовулканическая зона, являющаяся непосредственным продолжением оси срединно-океанического хребта Рейкьянес.

Рифтовый характер и существование более или менее единой оси спрединга подтверждаются особенностями структуры, палеорельефа, строением дайковых комплексов (возможный их переход вниз в дайковый "слой") и толеитовым составом магм, продуцирующихся в зоне спрединга.

Иное строение, видимо, имела зона магмовыделения платобазальтов восточной провинции. Излияния происходили на поднятой выровненной поверхности, лавы растекались из зон магмовыведения на большие расстояния, существовали многочисленные фланговые зоны раздвиганий и магматических внедрений (рои даек) и т.д. Характерно, что субщелочные базальты только к 9-й палеомагнитной эпохе сменяются толеитами. Существует ряд других отличий восточных базальтов от северо-западных (большая насыщенность центральными вулканами, большая интенсивность гидротермальной переработки пород), которые мы здесь не рассматриваем.

Трудно сказать, где располагалась зона спрединга. Возможно, она была на месте современной восточной вулканической полосы или западнее. Дискордантный (по отношению к миоценовой структуре) характер восточной неовулканической зоны отмечали многие авторы, так что говорить о прямом продолжении развития структуры от миоцена к современности нельзя. Более того, мощности лав девятой эпохи к западу от неовулканической зоны (район Акюрейри) больше, чем к востоку от нее (соответственно 1600 и 1200 м).

Очевидно, не существовало выраженной депрессии, отвечающей зоне спрединга, и не исключено, что раздвигание и магмовыведение не концентрировались в узкой зоне, а происходили по многим зонам на достаточно большом пространстве (рассеянный спрединг).

Субщелочной состав платобазальтов, вероятно, связан с большей мощностью раздвигающейся океанической коры по сравнению с северо-западной частью (соответственно большая глубина выплавки), а переход к толеитам мог фиксировать постепенное утонение этой коры в процессе спрединга. В этом случае можно предполагать существование направленного ряда эволюции спрединга от рассеянного спрединга на толстой коре к более концентрированному его выражению, утонению коры и появлению рифтовой депрессии. Общая эволюция заключается в приближении механизма спрединга к нормальному океаническому

типу. В миоцене на северо-западе существовала более зрелая стадия распада и уничтожения Исландско-Фарерского порога, чем на востоке.

Авторы благодарят Национальный совет научных исследований Исландии за предоставленную возможность провести полевые исследования. Авторы считают также своим долгом поблагодарить исландских коллег, и прежде всего К. Саймундссона, И. Фридлейфссона, Х. Кристманнсдохтир, Й. Эйрикссона, Л. Симонарсона и С. Якобссона, за поддержку проведенных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А.* и др. Исландия и срединно-океанический хребет//Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
2. *Ломизе М.Г.* Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии//Геотектоника. 1976. N 2. С. 57—72.
3. *Трифонов В.Г.* Тектоника современной рифтовой зоны Исландии//Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, 1977. С. 181—187.
4. Iceland Research Drilling Project//J. Geogr. Res. 1982. Vol. 87, N 88. P. 6359—6657.
5. *Insland P.* Iceland and the Ocean floor comparison of chemical characteristics of the Magmatic Rocks and some volcanic features// Contribs Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 83, N 1/2. P. 31—37.
6. *Sigurdsson H.* The Icelandic basalt plateau and question of sial//Iceland and Mid-Ocean ridges. Reykjavik: Soc. Sci. Isl., 1967. P. 32—49.
7. *Sigvaldason G.E.* Chemistry of basalts from the Icelandic rift zone//Contribs Mineral. and Petrol. 1966. Vol. 20. P. 357—370.
8. *Walker G.P.L.* Geology of the Reydarfjordur area, eastern Iceland//Quart. J. Geol. Soc. London. 1959. Vol. 114. P. 367—393.
9. *Walker G.P.L.* Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland//J. Geol. 1960. Vol. 68, N 5. P. 515—528.
10. *Walker G.P.L.* The Breiddalur central volcano, eastern Iceland//Quart. J. Geol. Soc. London. 1963. Vol. 119. P. 29—63.
11. *Walker G.P.L.* Geological investigation in eastern Iceland//Bull. Volcanol. 1964. Vol. 27. P. 351—363.

УДК 552.2

Л.Н. КОГАРКО

МАГМАТИЗМ ОСТРОВОВ МИРОВОГО ОКЕАНА И НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Одним из наиболее значительных результатов современной геологии и геохимии последнего десятилетия является открытие гетерогенности верхней мантии Земли. Можно выделить три мегаблока мантии: примитивная мантия, приближающаяся по составу к хондриту и среднему составу Земли, деплетированная мантия, являющаяся источником базальтов срединно-океанических хребтов и океанического ложа, и аномальная мантия, обогащенная редкими и рассеянными элементами. Логично предположить, что именно эти зоны мантии являются источником щелочного магматизма, концентрирующего в огромных масштабах редкие рассеянные элементы и радиогенные изотопы. Мы построили количественные модели состава мантийного субстрата зон интенсивного развития щелочного магматизма океанических островов Южной Атлантики. Для сравнения был оценен состав подкоровых зон Кольского полуострова, Восточно-Африканской рифтовой зоны, северо-востока и юго-востока Сибири.

Для характеристики состава верхней мантии были проведены детальные петролого-геохимические исследования наиболее примитивных малодифференцированных высокомагнезиальных пород — анкарамитов и пикритов. В основу расчетов был положен процесс равновесного плавления мантии. Распределение петрогенных и редких элементов в ходе равновесного и фракционного плавления мантии очень сходно при сравнительно небольшой степени плавления, которая характерна для генерации щелочных магм. Рассматривая выбранные породы как смеси кристаллов и силикатной жидкости, прежде всего рас-

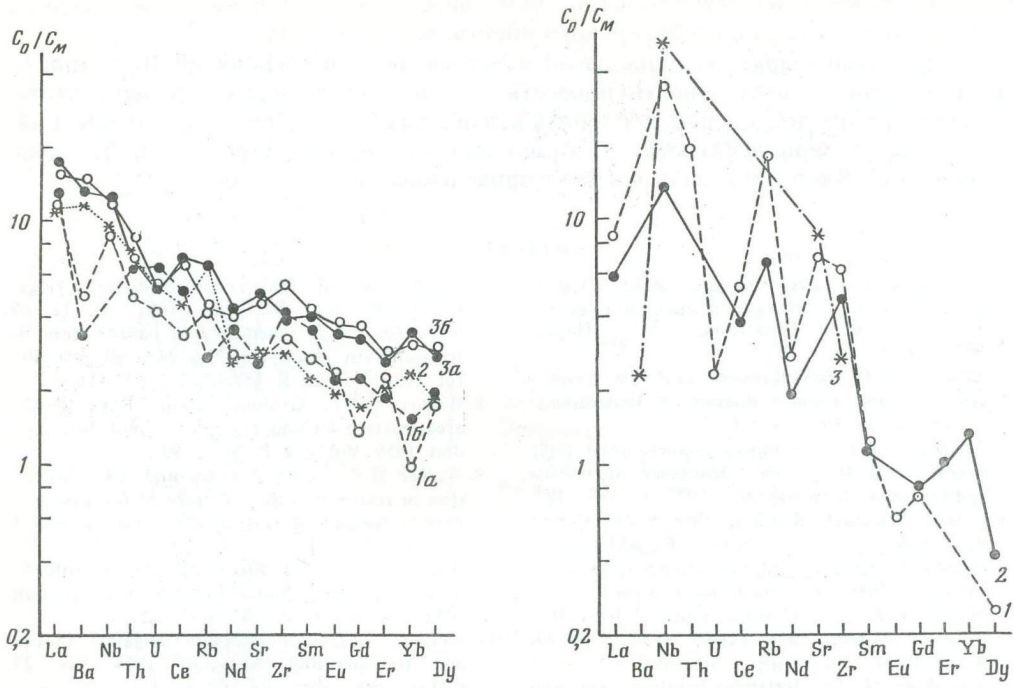


Рис. 1. Состав верхней мантии океанических островов Южной Атлантики

1а, б — о-в Святой Елены; *2* — о-ва Тристан-да-Кунья; *3а, б* — о-в Гран-Канария. C_0 — содержание элемента в породах мантии; $C_м$ — содержание элемента в примитивной мантии

Рис. 2. Состав верхней мантии Кольского полуострова

1 — Ковдорский массив; *2* — Турий мыс; *3* — массив Курга. C_0, $C_м$ — то же, что и на рис. 1

считывали состав расплава, равновесного с оливином щелочных пород [12]. Теоретическое вычитание (в случае кумулятивных пород) либо добавление (в случае фракционированных составов) оливина в исследуемые щелочные породы производилось решением следующих уравнений, описывающих равновесную систему оливин+жидкость:

$$C^O_{Mg} = \alpha^L C^L_{Mg} + (1 - \alpha^L) C^{Ol}_{Mg};$$

$$C^O_{Fe} = \alpha^L C^L_{Fe} + (1 - \alpha^L) C^{Ol}_{Fe};$$

$$K_d = (C^L_{Mg} \cdot C^{Ol}_{Fe}) / (C^L_{Fe} \cdot C^{Ol}_{Mg}) = 0{,}3,$$

где $C^O_{Mg,\ Fe}$ — содержание Mg, Fe в расплаве; $C^{Ol}_{Mg,\ Fe}$ — содержание в оливине щелочных пород: α^L — доля расплава; K_d — коэффициент распределения Mg, Fe. Затем на основе аналогичных соотношений рассчитывался состав первичных щелочных расплавов, равновесных с оливином мантийного субстрата данного региона. Получив состав первичных выплавок и основываясь на уравнениях баланса масс микрокомпонента для равновесной системы расплав+несколько кристаллических фаз [7], рассчитывали состав мантийного субстрата.

$$C_L = \frac{C_0}{\alpha + K_1(B_1 - \alpha X_1) + K_2(B_2 + \alpha X_2) + K_3(B_3 - \alpha X_3) + K_4(B_4 - \alpha X_4)},$$

где C_0 — концентрация элемента-примеси в мантии; C_L — концентрация элемента-примеси в расплаве; α — степень плавления мантии; $K_{1,2,3,4}$ — коэффициенты распределения элемента в минералах мантии 1, 2, 3, 4; $X_{1,2,3,4}$ — процент расхода рассматриваемых минералов в ходе магмообразования минералов в расплаве; $B_{1,2,3,4}$ — содержания минералов в мантии.

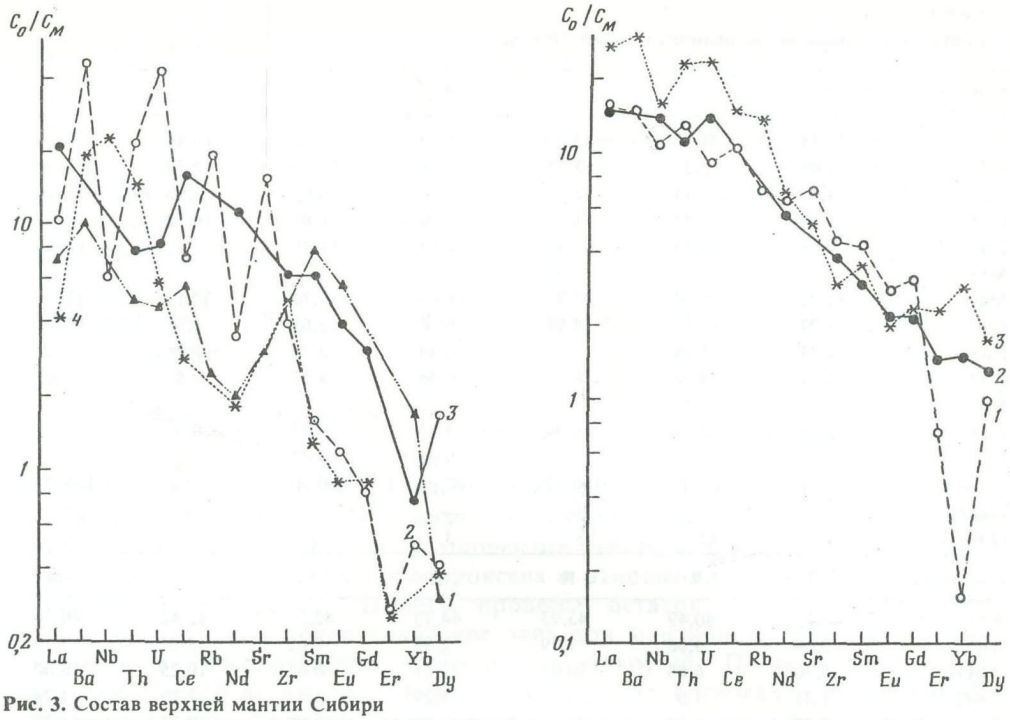


Рис. 3. Состав верхней мантии Сибири

1 — Якутия; *2* — Восточный Саян; *3* — Маймеча-Котуйская провинция; *4* — массив Арбарастах. C_o, $C_м$ — то же, что и на рис. 1

Рис.4. Состав верхней мантии Восточной Африки

1 — Нгоронгоро; *2* — Хананг; *3* — Кьямбого. C_o, $C_м$ — то же, что и на рис. 1

Степень плавления мантии в каждом случае рассчитывалась по содержанию P в первичных магмах и в мантии.

Комбинированный коэффициент распределения P в процессе частичного плавления был оценен нами ранее [5]. Рассчитанная степень плавления мантийного субстрата контролировалась по содержаниям K и Sc. Величины коэффициентов распределения редких элементов определялись в равновесиях фенокристы — основная масса в щелочных базальтах океанических островов [6]. Учитывая экспериментальные данные Мори и Грина [11], а также наши результаты по температурам гомогенизации первичных включений в минералах-вкрапленниках щелочных базальтов [2], был рассчитан минеральный состав мантии при $T=1300°$ C и $P=30$ кбар. Использовалась математическая программа — метод наименьших квадратов. Химические составы оливинов, пироксенов и гранатов мантии брались из работы [11]. Для пород, содержащих заметные количества углекислоты, использовались составы минеральных фаз, полученные Браем [8] в экспериментальных исследованиях фазовых равновесий в ходе плавления нефелинита при повышенных давлениях, температурах и фугитивности углекислоты. Полученные данные по химическому составу мантии нормализовались к среднему составу верхней мантии Земли по Ягуцу, Пальме [10]. Результаты исследований приведены на рис. 1—4.

Магнезиальность оливинов рассмотренных пород укладывается в интервал Fo_{86-78}. Состав первичных магм рассчитывался с учетом оливина мантии Fo_{90}.

Проведенные расчеты (табл. 1) показали, что первичные расплавы рассмотрен-

Таблица 1

Состав первичных магм щелочных серий (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	38,54	31,15	42,77	25,29	31,90	40,84	42,05
TiO_2	4,06	2,32	2,35	4,09	3,50	2,50	1,24
Al_2O_3	4,86	5,11	8,62	3,36	6,83	4,10	6,26
Fe_2O_3	1,60	1,47	1,48	1,74	1,81	14,12	—
FeO	14,61	12,16	11,53	12,14	11,26		11,38
MnO	—	0,23	0,16	—	—	—	—
MgO	22,22	18,44	17,97	18,47	16,74	30,13	29,17
CaO	9,27	12,19	14,97	19,04	12,63	6,01	7,87
Na_2O	1,83	1,69	2,06	0,33	0,79	1,2	1,48
K_2O	2,64	4,96	0,97	2,46	4,25	0,8	0,42
H_2O	—	2,54	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,38	0,54	0,34	2,13	0,32	0,3	0,13
CO_2	—	7,19	—	10,95	9,97	—	—
Сумма	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Оливин+	—	—	26	—	—	—	15
Оливин —	79	13	—	3	2	—	—

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	40,22	40,49	45,93	44,73	42,23	42,42	40,84
TiO_2	2,04	3,08	1,79	2,32	3,02	3,24	3,57
Al_2O_3	5,10	6,85	10,01	11,51	10,67	10,25	10,00
Fe_2O_3	1,31	1,0	1,22	1,29	1,43	1,16	1,28
FeO	12,27	8,95	10,95	11,25	12,92	10,86	11,58
MnO	—	0,2	0,16	0,16	0,12	0,18	0,15
MgO	29,58	21,55	16,56	17,11	17,57	16,38	17,12
CaO	7,15	10,10	10,94	8,89	8,61	10,46	10,09
Na_2O	0,81	1,42	1,63	2,22	1,80	3,23	3,30
K_2O	1,21	5,73	0,56	0,72	1,34	10,6	1,18
H_2O	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,31	0,63	0,25	—	—	0,76	0,88
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Оливин +	13	33,5	—	13,0	23,0	4,0	15,0
Оливин —	—	—	3,0	—	—	—	—

Примечание. Кольский полуостров: 1 — массив Курга, 2 — массив Ковдор, 3 — Турий мыс; 4 — Восточный Саян; 5 — Арбарастах; 6 — Маймеча-Котуйская провинция; Восточная Африка: 7 — вулкан Нгоронгаро, 8 — вулкан Хананг, 9 — вулкан Кьямбого; 10,11 — о-в Святой Елены; 12 — о-ва Тристан-да-Кунья; 13, 14 — о-в Гран-Канария.

ных щелочных серий островов Южной Атлантики близки между собой и по составам приближаются к океанитам.

Отмечается также более высокая магнезиальность первичных щелочных магм, выплавляемых из мантии в условиях континентов, по сравнению с родоначальными магмами океанического щелочного магматизма. Выделяются две группы первичных магм: высококальциевые, обогащенные углекислотой, дифференциация которых дает мелилитовые серии, и низкокальциевые, эволюция которых связана с кристаллизацией плагиоклаза (оливиновый щелочной базальт). Степень плавления мантийного субстрата (табл. 2) в зонах развития исследуемых формаций варьирует от первых процентов до 24%.

Использование двустадийной модели расчета дало возможность рассчитать пропорции плавящихся минеральных фаз в процессах частичного плавления мантии (см. табл. 2). В ходе генерации первичных щелочных магм плавятся клинопироксен, гранат и оливин мантии; ортопироксен в расплав не пере-

Таблица 2

Степень плавления мантии

Регион	Степень плавления, %	Пропорции минералов при плавлении, %		
		Клинопироксен	Гранат	Оливин
о-в Гран-Канария	10,9—6,7	57,7	34,6	13,7
о-в Святой Елены	18,3—24	35,8	39,7	24,5
о-ва Тристан-да-Кунья	15,3—9,3	39,7	37,7	22,4
Восточная Африка	14—27	61,79	9,5	28,65
Кольский полуостров	3,5—10	42,5	17,8	39,6
Маймеча-Котуйская провинция	16—10	28,7	17,9	53,23
Восточный Саян	6,3—12	56,2	9	37,30

Примечание. Ортопироксен в расплав не переходит.

ходит даже при возрастании степени плавления мантийного субстрата до 24% (о-в Святой Елены). Это может осуществляться только при наличии высоких фугитивностей летучих компонентов (например, CO_2), резко расширяющих поле кристаллизации ортопироксена в отношении других минеральных фаз мантии. В результате данного процесса остаток мантии обогащается ортопироксеном, и повторное плавление этих зон мантийного субстрата должно привести к генерированию толеитовых жидкостей. По-видимому, такой процесс имел место на Гавайях, Канарских и других островах, где отмечается сопряжение щелочного и толеитового магматизма.

Выведенные закономерности плавления мантии в зонах океанических островов подтверждаются химическими трендами первичных раплавов.

Для рассмотрения химической эволюции первичных магм были построены графики зависимости содержаний макрокомпонентов от степени плавления мантии, выраженной в виде концентрации наиболее некогерентного элемента. В качестве такого элемента взят Th, для которого наши и литературные материалы дают наименьший комбинированный коэффициент распределения. Построенные графики (рис. 5) показывают, что с ростом степени плавления мантии увеличиваются содержания SiO_2, CaO и Al_2O_3, падают концентрации Na_2O и K_2O, причем Na_2O в большей степени, чем K_2O. Отсюда следует, что при прочих равных условиях высокощелочные магмы должны являться результатом очень низких степеней плавления мантии и калиевые расплавы нельзя получить в результате простого уменьшения степени плавления мантии обычного состава, нужна аномальная мантия. Близкий наклон кривых для Al_2O_3 и CaO говорит о том, что отношение гранат/клинопироксен в остаточной мантии сохраняется практически постоянным во всех случаях.

Более низкое отношение Al_2O_3/TiO_2 в первичных магмах по сравнению с хондритовым говорит о том, что в остатке присутствуют гранат и клинопироксен. Увеличение щелочности первичных магм приводит к резкому росту содержаний в них таких элементов, как Zr и Nb (причем Zr в большей степени, чем Nb). Из этих соотношений отчетливо видны начальные этапы специализации щелочных магм на эти элементы, концентрация которых достигает именно в щелочных магмах промышленных размеров.

Исследования изотопных соотношений в щелочнобазальтовых сериях островов Гран-Канария, Святой Елены и Тристан-да-Кунья убедительно говорят о разных мантийных источниках изотопных систем Rb—Sr, Sm—Nd, U—Th—Pb [14]. Проведенные нами расчеты показали несколько неожиданные результаты — большое сходство в концентрациях редких элементов в мантийных зонах островного щелочного магматизма Южной Атлантики. Мантийный материал обогащен

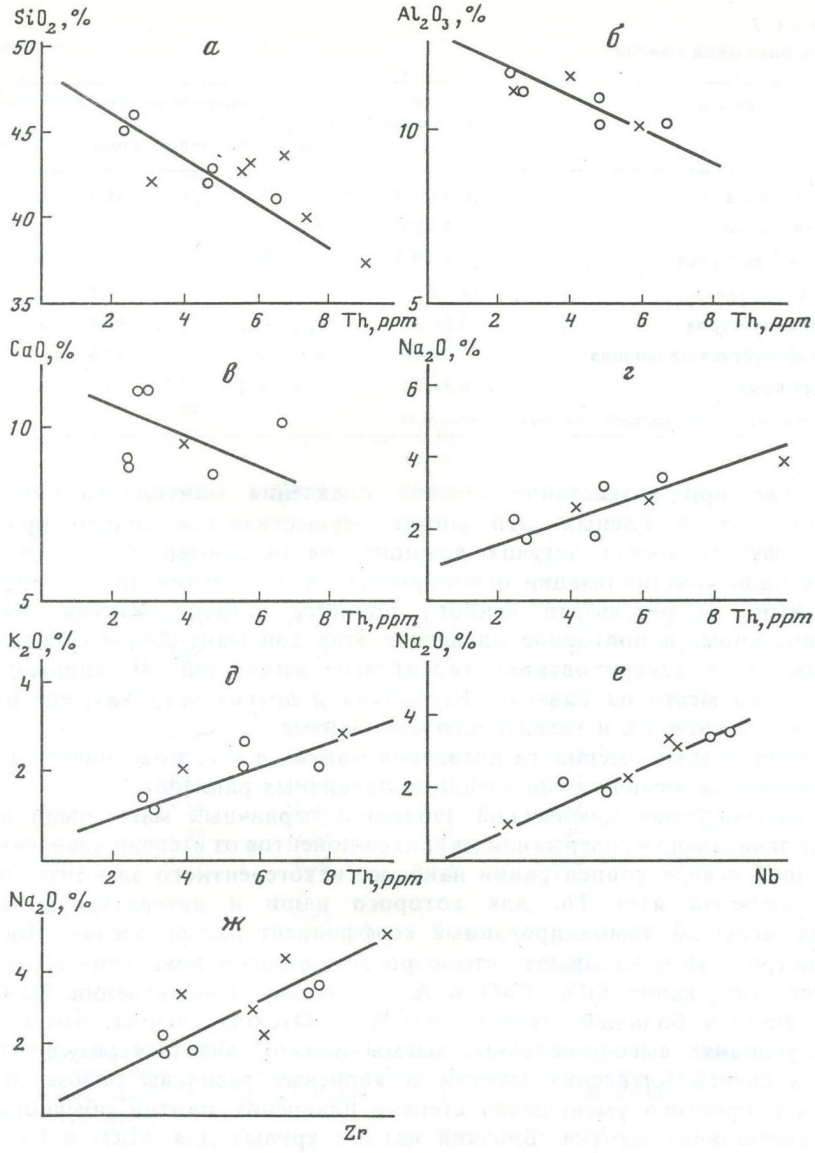


Рис. 5. Зависимость распределения элементов от степени плавления мантии
а — SiO_2—Th; *б* — Al_2O_3—Th; *в* — CaO—Th; *г* — Na_2O—Th; *д* — K_2O—Th; *е* — Na_2O—Nb; *ж* — Na_2O—Zr

редкими литофильными элементами, легкими редкими землями по сравнению с мантией, генерирующей базальты срединно-океанических хребтов и океанического дна. Наиболее богата литофильными элементами мантия щелочных пород о-ва Гран-Канария, затем о-вов Тристан-да-Кунья. Мантийный субстрат щелочного и толеитового магматизма Гавайского архипелага, по данным Клога и Фрея [9], концентрирует легкие редкие земли и литофильные элементы в значительно меньшей степени. Напротив, зоны верхней мантии, являющиеся источником континентального щелочного магматизма, обогащены редкими и рассеянными элементами в большей степени (см. рис. 1—4).

Сравнение распределения радиогенных изотопов в континентальной и океанической мантии показывает, что океаническая мантия в зонах развития щелоч-

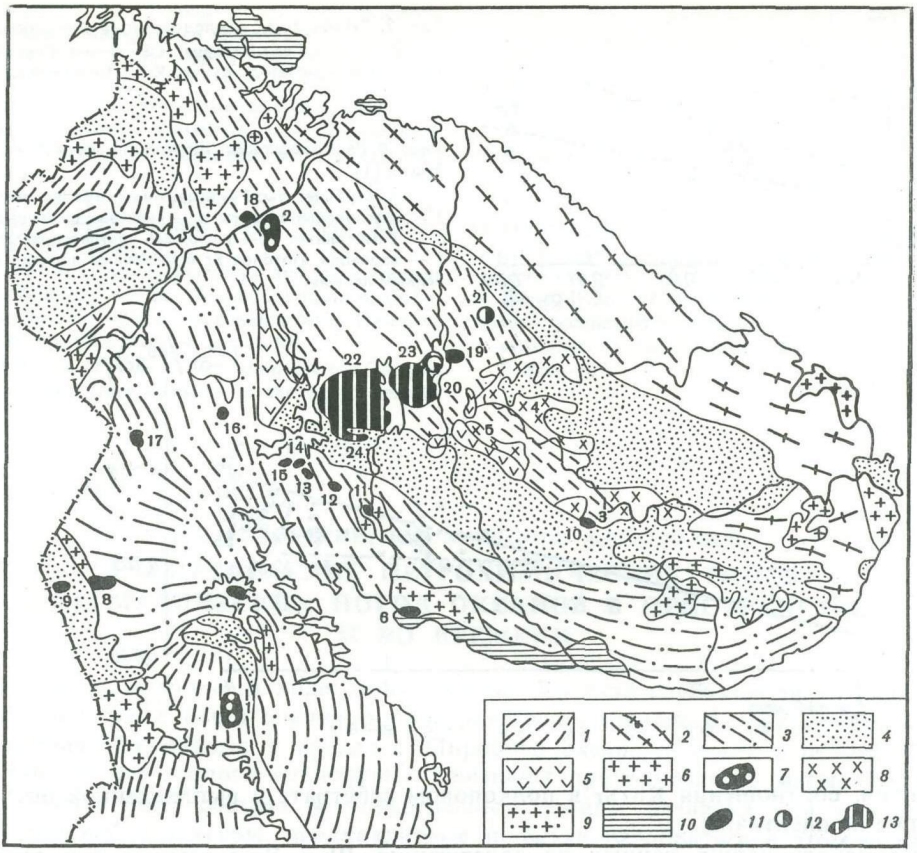


Рис. 6. Схематическая карта Кольского полуострова

1 — нижнеархейский комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов; *2* — нерасчлененный комплекс архейских гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов; *3* — верхнеархейские беломорские гнейсы, гранито-гнейсы, гранулиты и метабазиты; *4* — нижнепротерозойские супракрустальные и вулканогенные образования; *5* — габбро и ультрабазиты; *6* — гранитоиды; *7* — массивы щелочно-габброидной ассоциации: 1 — Елетьозеро, 2 — Гремяха-Вырмес; *8* — массивы щелочно-гранитоидной ассоциации: 3 — массив р. Поной, 4 — западные Кейвы, 5 — Белая Тундра; *9* — порфировые граниты; *10* — верхнепротерозойские осадочно-метаморфические породы; *11* — ультраосновные щелочные массивы: 6 — Турий мыс ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7036), 7 — Ковдор, 8 — Вуориярви, 9 — Салланлатви, 10 — Песочный, 11 — Ингозеро, 12 — Салмагорский, 13 — Лесная варака ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 7036), 14 — Озерная варака ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7035), 15 — Африканда ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7035), 16 — Мавгубинский, 17 — Ковдор, 18 — Себльявр, 19 — Курга; *12* — палеозойские осадочные и вулканические породы (щелочные базальтоиды): 20 — Ловозеро, 21 — Контозеро; *13* — палеогейские нефелиново-сиенитовые массивы; 22 — Хибины ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7036), 23 — Ловозеро ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70387), 24 — Соустова

ных пород характеризуется чрезвычайной пестротой составов [14]. Наши исследования [3], напротив, выявили удивительную гомогенность подкоровых зон мантии Кольского полуострова в отношении радиогенных изотопов (рис. 6).

Возникает вопрос о времени появления аномальной верхней мантии Земли, обогащенной редкими литофильными элементами. Геохимиками неоднократно предпринимались попытки оценить геологический возраст событий, послуживших причиной неоднородности подкорового субстрата [13]. Одной из трудностей, которая возникает при этом, является определение соотношения Rb/Sr в первичном материале. Обычно это соотношение принимается равным содержаниям Pb. Если для толеитовых базальтов подобное допущение в первом приближении отображает концентрация Rb и Sr в мантийном субстрате (вследствие высоких степеней плавления мантии при генерации толеитовых магм), то для щелочных базальтов, являющихся продуктом довольно низких степеней плавления

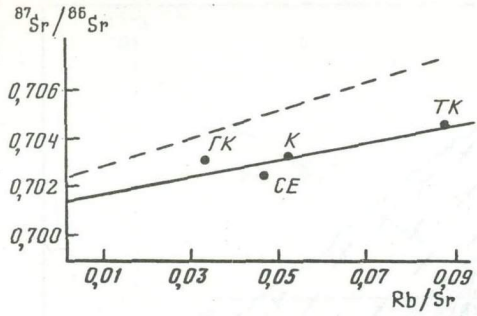
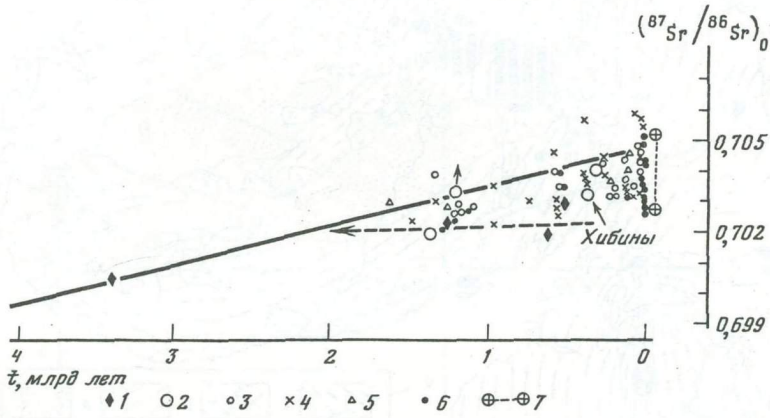


Рис. 7. "Изохрона" исследованных щелочных пород ГК — о-в Гран-Канария; СЕ — о-в Святой Елены; ТК — о-ва Тристан-да-Кунья; К — Кольский полуостров

Рис. 8. Распределение щелочных пород в истории Земли [1]

1 — карбонатиты; *2* — агпаитовые нефелиновые сиениты; *3* — нефелиновые сиениты; *4* — калиевые щелочные породы; *5* — кимберлиты; *6* — щелочные ультраосновные породы; *7* — вариации изотопов Sr в щелочных породах по усредненным данным



мантии, соотношения Rb/Sr в подкоровом субстрате и выплавленной щелочной магме не идентичны.

На основе наших данных по содержанию Rb и Sr в мантии зон развития щелочного магматизма и материалов, как литературных, так и полученных нами по изотопии Sr в щелочных породах, мы построили "изохрону" для исследованных щелочных пород (рис. 7). С учетом погрешностей время возникновения "аномальной", обогащенной редкими литофильными элементами мантии составляет 1,5—1,6 млрд лет.

По оценкам других авторов [13], время образования гетерогенности в подкоровых зонах 1,6—2 млрд лет.

Обобщение данных по возрастам щелочных пород (рис. 8) показывает, что они появляются на рубеже 2 млрд лет, до этого периода щелочной магматизм на Земле практически отсутствовал. Совпадение времени появления щелочных пород на Земле и возраста гетерогенности мантийного субстрата [4] говорит о том, что проявления щелочного магматизма в течение геологического времени неразрывно связаны с гетерогенностью подкоровых зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Эволюция изотопной неоднородности верхней мантии Земли // Геохимия. 1979. N 12. С. 1767—1783.
2. *Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Романчев Б.П.* Физико-химические параметры дифференциации щелочно-базальтовых магм островов Южной Атлантики // Геохимия. 1981. N 12. С. 1816—1844.
3. *Когарко Л.Н., Крамм И., Блаксланд А.* и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, N 4. С. 1001—1004.
4. *Когарко Л.Н.* Неоднородность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // 27-й МГК: Геохимия и космохимия. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 11. С. 27—36.
5. *Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.* Фосфор в процессах плавления мантии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, N 5. С. 1192—1194.
6. *Когарко Л.Н., Рамендик Г.И., Романчев Б.П.,*

Трофимов В.А. Фракционирование элементов-примесей минералами щелочных базальтов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, N 5. С. 1224—1227.
7. *Рябчиков И.Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 156 с.
8. *Brey G.* Carbon dioxide in highly undersaturated basalt magmas. PHD Thesis Austral. Nat. Univ. 1976. 203 p.
9. *Claque D., Frey F.* Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implication for the oceanic mantle below Hawaii// J. Petrol. 1982. Vol. 23. P. 447-504.
10. *Jagoutz E., Palme H.* The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf. 1979. P. 2031-2050.
11. *Mori T., Green D.H.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // J. Geol. 1978. Vol. 86. P. 83—97.
12. *Roedder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium // Contribs Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 29. P. 275—289.
13. *Sun S.S., Gilbert N.H.* Evolution of the mantle geochemical evidence from alkali basalt // Geology. 1975. Vol. 3. P. 297-302.
14. *White W.M., Hoffman A.W.* Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // Nature. 1982. Vol. 296, N 5860. P. 821—825.

УДК 552.31:551.35

В.М. РЯХОВСКИЙ, Ю.В. МИРОНОВ, А.В. АБРАМОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

Данные, полученные в ходе осуществления Проекта глубоководного бурения, резко расширили наши знания о пространственно-временных закономерностях проявления магматизма в пределах Мирового океана и Земли в целом. Хотя практически все геологи единодушно признают приуроченность магматических пород различного состава к определенным этапам развития той или иной геологической структуры, неоднократные попытки разобраться в этом вопросе в большинстве случаев приводили к неоднозначным результатам [8, 15]. Это обусловлено тем, что в основу используемых систематик положены критерии, не учитывающие многомерности классифицируемых выборок [12]. Кроме того, сама методика оценки значимости морфоструктурных или временных связей различных типов базальтов основана на использовании усредненных данных по объектам (структурно-морфологическим зонам или временным интервалам). Это в значительной мере затушевывает реальную картину геохимического разнообразия океанических базальтов, поскольку объекты сравнения представлены не одним геохимическим типом, а дискретным их набором. Эта особенность обусловлена как немонотонным характером изменения условий формирования магматических пород in situ, так и дискретностью изменения их составов в процессах кристаллизации и плавления. Использование при этом обычно применяемых параметрических критериев не вполне корректно, так как реальные выборки очень часто не отвечают требованиям применимости тех или иных "статистик"[1] [5].

В связи с этим возникает необходимость в качественно новом подходе к вопросу систематики базальтов океанического ложа на основе относительных критериев, которые определяются внутренней структурой данной выборки, изменяются при любом изменении выборки или ее представительности и являются устойчивыми лишь асимптотически.

Для классификации петрохимических данных по коренным породам океанического ложа нами использовался эвристический метод агломерации мно-

[1] Под "статистикой" понимается вид функции распределения.

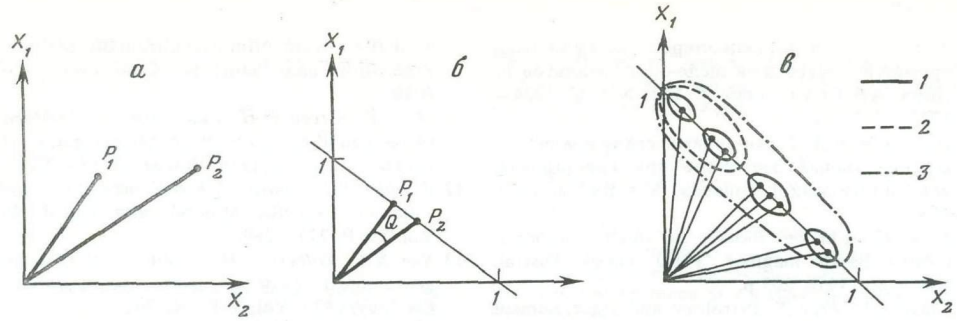


Рис. 1. Агломерация в двумерном пространстве

а — векторное представление геохимической информации; *б* — геохимическая информация после нормировки; *в* — агломерация: *1* — 1-й шаг, *2* — 2-й шаг, *3* — 3-й шаг. X_1, X_2 — концентрации двух компонентов; P_1, P_2 — результаты испытаний

гомерной геохимической информации [6], где исходные данные объединяются в группы (кластеры) по степени корреляционной близости исходных точек, в качестве меры расстояния между которыми выбрана евклидова норма. Метод классификации основан на следующих принципах: 1) группировка данных проводится иерархическим способом снизу вверх, с выполнением на каждом шаге агломерации условий $\min L_{Pek} \leqslant L_{PeQ}$, где L_{Pek} — расстояние точек P в кластере k; Q — дополнение k до N, N — размер выборки; 2) на каждом шаге агломерации для всех точек, вошедших в группу, считается необходимым выполнение следующего условия:

$$\bar{L}_{Pek} < \bar{L}_{keR},$$

где $\bar{L}_{Pek}$ — среднее расстояние точки P в кластере z-шага агломерации; $\bar{L}_{keP}$ — среднее расстояние центра тяжести кластера k на $z+1$-шаге агломерации. В качестве меры расстояния между точками P_1, P_2 выбрана евклидова норма

$$L_{P_1-P_2} = (\Sigma(X^*_{P_1} - X_{P_2})^2)^{1/2}.$$

Без потери общности работу данного алгоритма можно рассматривать в двумерном случае (рис.1). При нормировке исходных данных векторы P_1 и P_2 будут лежать на прямой 1—1 (см. рис. 1,*б*), для k-мерных данных — на k-мерной единичной гиперплоскости. Соответственно и расстояние между точками P_1 и P_2 (arccos Q) (см. рис. 1).

Таким образом, в соответствии с указанными принципами агломерация исходных точек в группы будет происходить по степени корреляционной близости исходных точек (см. рис. 1,*в*).

Поскольку предложенная нормировка приводит к тому, что в один кластер попадают точки с наибольшим коэффициентом корреляции признаков, можно считать, что все объединенные в отдельные кластеры группы проб обладают единой геохимической характеристикой и соответственно относятся к конкретному петрохимическому типу. Как видно, в этом случае отсутствуют предположения о структуре выборки и не вводится никаких наперед заданных числовых критериев. При этом используемое расстояние между точками применимо к любым многомерным распределениями [1].

В качестве исходного фактического материала нами были использованы данные по составам магматических пород океанов (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5), приведенные в отчетах по Проекту глубоководного бурения дна океана [16]. Распределение анализов (всего 1022 по 128 скважинам) по вскрытым коренным породам весьма неравномерно: Атлантический океан — 283 анализа, Индийский — 168, Тихий — 571 анализ. Несмотря на различную представительность аналитических данных по скважи-

нам и их неравномерное распределение по структурно-морфологическим зонам океана, можно предположить, что исследованная выборка в достаточной степени отражает реальную картину распределения основных петрохимических типов базальтов коренного ложа океана в пространстве и во времени.

Проведенная обработка материалов позволила последовательно выделить в выборке следующее количество кластеров: 1-й шаг — 293, 2-й — 90, 3-й — 29, 4-й — 7. В качестве основных классификационных единиц рассматривались только породы, охарактеризованные средними составами кластеров 3-го и 4-го шагов объединения (табл. 1). Анализ полученных данных проводился на основе частот встречаемости выделенных петрохимических типов пород в различных структурно-морфологических зонах океанов и возрастных интервалах. Для устранения влияния неодинаковой представительности данных по отдельным зонам проведена нормировка следующего вида:

$$P_k^z = N_k^z \,/\, \Sigma N_k^z \,/\, \Sigma N_k^z,$$

где P — частота встречаемости точек кластера k в зоне z; N_k^z — количество точек кластера k в зоне z.

Структурно-морфологическое районирование океана с небольшими изменениями принято нами по схеме, предложенной К.В. Боголеповым и Б.М. Чиковым [4]. В пределах дна океана выделены следующие главные структурно-морфологические зоны: 1) пояса внутриокеанических рифтовых зон с наименьшей мощностью коры, с четко выраженным горным рельефом, с линейными формами чередующихся горстов и грабенов (рифтов); 2) океанические плиты — области сплошного распространения осадочно-вулканогенного чехла; морфологически они представлены плоскими пологоволнистыми или наклонными равнинами, которые, в свою очередь, осложнены небольшими поднятиями, прогибами и валами; выделяются два типа плит — атлантический и западнотихоокеанский; 3) области и пояса вулканических структур, выраженные "сводовыми поднятиями" с надстраивающими их вулканическими горами, массивами, хребтами; 4) области приконтинентальных структур, расположенные в пограничных зонах, зонах перехода от океана к континенту, морфологически выраженные поднятиями и валами.

Прежде чем перейти к анализу пространственно-временны́х закономерностей распределения различных петрохимических типов базальтов 4-го шага объединения, рассмотрим краткие петрохимические характеристики основных типов базальтов с учетом определенной внутренней неоднородности [5], проявляющейся на уровне 3-го шага объединения. В трех кластерах (I—III) состав пород отвечает нормальным базальтам натриевой серии (базальты толеитового ряда), которые составляют в сумме более 90% всей выборки и встречены в пределах всех океанов и всех типов структурно-морфологических зон.

Породы I кластера представлены наименее щелочными базальтами с наименьшим отношением Fe/MgO. Они приурочены в основном к рифтовым зонам (Срединно-Атлантический и Центрально-Индийский хребты, рифт Красного моря, Восточно-Тихоокеанское поднятие). В небольших количествах породы этого кластера встречены также вблизи западного побережья Австралии, где обнаружены грабенообразные структуры (рифт?) [3, 14]. Распределение подкластеров I кластера неравномерное: наиболее распространенный из них подкластер 2 обнаружен примерно в равных количествах во всех океанах. Следующий за ним подкластер 3 практически отсутствует в Атлантическом океане. Менее распространенные подкластеры 1, 4, 5, 7, 8, 9 встречены только в Тихом океане, а 6 — только в Атлантическом. Такое пространственное распределение пород подкластеров тесно связано с особенностями их состава. Так, специфические "тихоокеанские" породы 26-го и 27-го подкластеров характеризуются относительно высокими содержаниями SiO_2, обычно TiO_2, Na_2O, P_2O_5

Таблица 1

Петрохимические составы магматических пород второго сейсмического слоя океана (вес. %)

N кластера	Петрографическая характеристика пород	N подкластера	Количество точек в подкластере	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Na_2O+K_2O	Na_2O/Al_2O_3	FeO*/MgO
I	Базальты нормального ряда натриевой серии	1	18	51,75	1,86	13,21	13,41	0,21	6,31	10,63	2,28	0,14	0,17	2,42	0,17	2,13
		2	73	50,30	1,13	15,02	10,10	0,30	8,18	11,93	2,38	0,10	0,11	2,48	0,16	1,23
		3	53	50,26	1,42	16,68	8,15	0,15	7,51	13,15	2,03	0,06	0,09	2,09	0,12	1,09
		4	18	51,35	1,17	14,33	10,89	0,18	7,80	11,96	2,10	0,01	0,10	2,11	0,15	1,39
		5	40	51,42	1,93	13,46	12,98	0,21	6,69	10,80	2,51	0,10	0,18	2,61	0,18	1,94
		6	35	48,91	1,38	15,49	8,94	0,16	9,49	12,30	1,92	0,17	0,06	2,09	0,12	0,94
		7	21	51,56	1,88	13,11	13,48	0,20	6,57	10,56	2,39	0,05	0,17	2,44	0,18	2,05
		8	22	50,75	2,46	13,55	12,95	0,20	6,61	10,34	2,75	0,10	0,27	2,85	0,20	1,96
		9	12	51,04	1,49	14,72	9,64	0,17	7,85	12,06	2,79	0,10	0,16	2,89	0,19	1,23
II	То же	10	83	50,70	1,65	15,08	9,70	0,18	7,14	11,87	2,76	0,26	0,18	2,02	0,18	1,36
		11	96	50,04	1,52	15,18	10,17	0,17	7,60	11,68	2,56	0,17	0,15	2,73	0,17	1,34
		12	99	50,69	1,60	15,31	10,45	0,18	7,10	10,82	2,50	0,52	0,15	3,02	0,16	1,47
		13	122	50,27	1,07	16,25	8,99	0,14	7,41	12,05	2,27	0,33	0,11	2,60	0,14	1,21
III	Преимущественно базальты нормального ряда натриевой серии	14	17	49,70	2,14	15,27	11,32	0,13	7,92	10,27	2,81	0,24	0,23	3,05	0,18	1,43
		15	13	47,90	2,07	13,64	12,55	0,17	12,51	8,13	2,18	0,39	0,22	2,57	0,16	1,00
		16	5	49,80	3,01	14,78	12,89	0,19	5,66	11,13	2,63	0,26	0,10	2,89	0,18	2,28
		17	39	49,40	2,51	14,30	13,07	0,18	6,69	10,38	2,75	0,23	0,26	2,98	0,19	1,95
		18	146	49,40	2,44	15,49	12,06	0,17	6,82	8,67	3,03	0,78	0,30	3,81	0,20	1,77
		19	2	50,19	2,90	12,97	14,55	0,15	5,45	10,01	3,59	0,36	0,25	3,95	0,28	2,66
		20	2	47,89	2,25	14,95	16,20	0,15	7,23	8,72	2,28	0,33	0,17	2,61	0,15	2,24
		21	15	47,94	2,10	14,01	12,06	0,16	10,80	9,68	2,39	0,20	0,25	2,59	0,17	1,12
		22	7	47,90	1,98	12,47	13,49	0,13	14,35	4,06	2,22	1,32	0,11	3,54	0,18	0,94
		23	4	45,70	1,15	8,47	13,18	0,18	24,63	5,34	1,07	0,15	0,12	1,22	0,13	0,54
IV	Субщелочные базальты калиево-натриевой серии	24	46	50,92	2,69	18,61	10,18	0,16	3,53	7,77	4,01	2,12	0,63	6,13	0,34	2,88
		25	3	48,28	3,53	16,65	15,27	0,25	3,15	5,15	3,29	1,83	0,62	5,12	0,10	4,85
V	Трахиандезито-базальты калиевой серии	26	2	56,89	2,09	19,45	10,01	0,03	2,70	1,37	1,63	5,60	0,24	7,23	0,08	3,71
		27	3	62,41	0,72	19,03	2,75	0,06	0,47	0,86	5,65	6,38	0,13	12,03	0,30	5,85
VI	Пикрито-базальты (?)	28	3	46,19	0,08	9,49	6,72	0,16	26,26	7,95	0,63	0,10	0,03	0,73	0,06	0,26
VII	Трахибазальты калиево-натриевой серии	29	15	49,97	0,66	17,66	9,19	0,50	8,26	9,34	2,15	2,12	0,09	4,27	0,12	1,11

Примечание. FeO* — общее железо.

и повышенными значениями FeO/MgO, Na_2O/Al_2O_3. Специфические "атлантические" породы подкластера 6 по сравнению с предыдущими имеют наиболее низкие значения тех же характеристик (см. табл. 1). Широко распространенные породы 2-го и 3-го подкластеров имеют промежуточный состав.

Средний состав III кластера отвечает оливиновому базальту нормального ряда натриевой серии и от состава пород I и II кластеров отличается пониженными содержаниями Al_2O_3, SiO_2, CaO и повышенными значениями K_2O/Na_2O. В основном породы этого кластера (более 50%) составляют разновидности, переходные к оливиновым базальтам нормального ряда калиево-натриевой серии (18-й подкластер), которые в ряду нормальных базальтов имеют максимальные содержания Na_2O, K_2O, P_2O_5, TiO_2 и отношения Na_2O/Al_2O_3, FeO/MgO и K_2O/Na_2O. Породы III кластера распространены в основном на океанических плитах в пределах приконтинентальных структур и в районах распространения вулканических структур (Западно-Австралийский бассейн, Восточно-Индоокеанский хребет, Северо-Западная котловина Тихого океана, Алеутский вал, район Карибского моря, Галапагосский вал). Наиболее распространены базальты 18 и 17-го подкластеров, встречающихся практически всегда совместно. Лишь для Тихого океана можно отметить преобладание пород 17-го подкластера в Восточно-Тихоокеанском поднятии и прилегающих к нему районах и пород 18-го подкластера во всех остальных регионах. Последние по составу отличаются повышенной общей щелочностью и более высоким отношением K_2O/Na_2O. Остальные подкластеры встречаются в количествах не более первых процентов. Из них наиболее титанистые базальты 16-го подкластера проявлены лишь севернее Исландии, к востоку от рифта, а базальты 20-го подкластера — в скв. 214 (Восточно-Индийский асейсмичный хребет), остальные (1, 15, 19, 21, 22, 23) сосредоточены преимущественно в Императорском хребте.

Породы II кластера наиболее распространены (40% всей выборки) и по составу занимают промежуточное положение в ряду нормальных базальтов натриевой серии, что отражается на его пространственной и временной позициях. Породы этого кластера встречаются во всех океанах и практически во всех структурах, однако надо отметить незначительные их количества непосредственно в вулканических структурах. К особенностям распределения слагающих его подкластеров следует отнести слабое развитие базальтов с относительно низким отношением K_2O/Na_2O (10-й и 11-й подкластеры) в Индий-

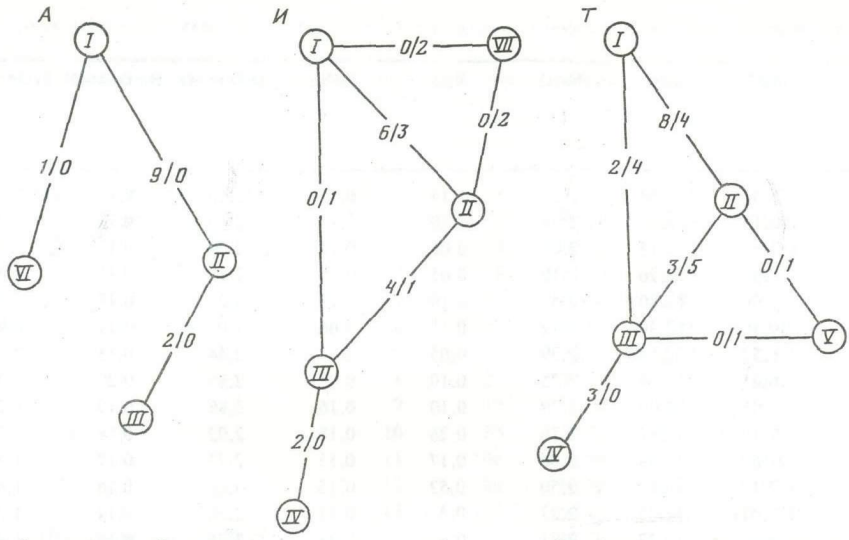


Рис. 2. Графы совместной встречаемости кластеров 4-го шага объединения по Атлантическому (А), Индийскому (И) и Тихому (Т) океанам

Количество случаев совместной встречаемости: в числителе — двух данных кластеров в одной скважине, в знаменателе — трех кластеров

ском океане, преобладание 13-го подкластера в рифтовых структурах Атлантического и Индийского океанов. Последние характеризуются наиболее низкими содержаниями TiO_2, Na_2O, P_2O_5 и отношениями Na_2O/Al_2O_3 и FeO^*/MgO.

Субщелочные базальты калиево-натриевой серии образуют самостоятельный IV кластер и прослежены исключительно в вулканических структурах и отчасти в примыкающих к ним районах (Восточно-Индийский хребет, северо-западная котловина Тихого океана). В небольшом количестве породы такого состава обнаружены в пределах Алеутского вала. На долю остальных кластеров приходится менее 3%. VII кластер, представленный трахибазальтами калиево-натриевой серии, встречен лишь в Сомалийском (скв. 235, 236) и Западно-Австралийском (скв. 212) бассейнах. VI кластер, имеющий наиболее ультраосновной состав, образован несколькими пробами из скв. 334 (Срединно-Атлантический хребет). Наконец, породы среднего состава образовали V кластер, среди них выделяются трахиты калиево-натриевой серии (27-й подкластер), обнаруженные в Китовом хребте (скв. 359), и трахиандезито-базальты калиевой серии (26-й подкластер) из скв. 307 (северо-западная часть Тихого океана).

При сопоставлении предлагаемой петрохимической систематики пород коренного ложа океана с наиболее распространенной классификацией на основе диаграмм Na_2O+K_2O — SiO_2 можно отметить почти полное их совпадение в общих чертах. Единственное отличие заключается в том, что породы, объединяющиеся в III кластер (наиболее щелочные породы толеитового ряда), занимают промежуточное, несколько неопределенное положение относительно границы толеитовых базальтов с субщелочными. В этом случае граница, определяющая субщелочные базальты, дискриминантна и должна, по-видимому, иметь несколько более крутой наклон.

Одной из характерных особенностей распределения выделяемых петрохимических типов пород в океанах является их совместная встречаемость в скважинах. Графы совместной встречаемости [10] пород кластеров 4-го шага объединения по всем океанам (рис. 2) наглядно демонстрируют усложнение структуры базальтового магматизма от Атлантического к Индийскому и Тихому океанам. На фоне повсеместно развитых ассоциаций кластеров I—II и II—III в Индийском

океане появляются наиболее щелочные породы толеитового ряда (III кластер) с субщелочными базальтами калиево-натриевой серии (IV кластер), а в Тихом океане структура графов еще более усложняется появлением тройной толеитовой ассоциации I—II—III. Подобное усложнение пространственных связей петрохимических типов пород полностью согласуется с существующими представлениями об относительной зрелости базальтового магматизма в трех океанах и служит дополнительным подтверждением вывода о более глубокой дифференцированности магматических источников в Индийском и Тихом океанах по сравнению с Атлантическим.

Более детальные пространственные и структурно-морфологические связи выделяемых петрохимических типов пород проявляются при анализе гистограмм встречаемости их в различных морфоструктурах. Как видно на рис. 3, пространственные ассоциации пород кластеров, выделенные по графам их совместной встречаемости, в данном случае устойчиво локализуются в морфоструктурных зонах. Базальты рифтовых структур океана в целом контрастно отличаются от базальтов вулканических структур (породы III и IV кластеров) и плит тихоокеанского типа и характеризуются ассоциацией пород I и II кластеров.

В областях приконтинентальных структур распространены базальты, характерные как для вулканических, так и для рифтовых структур[1]. Подобная картина наблюдается и для каждого океана в отдельности [9]. Так, для Атлантического океана оказались близкими по составу базальты плит атлантического и тихоокеанского типов с резким преобладанием в них пород III кластера. Базальты рифтовых структур Индийского океана в отличие от пород рифтов Атлантического и Тихого океанов показывают резкое смещение в сторону пород I кластера. Для базальтов Тихого океана подобная асимметрия наблюдается в областях плит атлантического типа. Обращает на себя внимание практически полная тождественность составов пород рифтовых структур Индийского океана и плит атлантического типа Тихого океана.

Выделенные особенности структурно-морфологического контроля петрохимических типов магматических пород океанов позволяют подойти к оценке возможных генетических связей между отдельными типами. Наиболее интересны в этом отношении породы I, II и III кластеров, как самые распространенные (часто встречающиеся) ассоциации (I—II, I—II—III). На диаграмме Na_2O/Al_2O_3 (основность плагиоклаза) и FeO*/MgO (железистость темноцветных минералов) показано положение составов пород составляющих их подкластеров (рис. 4). Здесь прослеживается явная дискордантность в эволюционных линиях изменения составов пород, с одной стороны, III, с другой — I и II кластеров. В породах III кластера на фоне индифферентного поведения темноцветных минералов отчетливо проявлен тренд изменения составов, обусловленный в основном сепарацией плагиоклаза. Породы I и II кластеров эволюционировали с сильно изменяющимся составом как темноцветных минералов, так и плагиоклаза. Аналогичная картина (две ветви эволюции) наблюдается и на других диаграммах.

Выше было показано, что ассоциация базальтов I и II кластеров строго свидетельствует о наличии зон растяжения океанического ложа (рифты и плиты атлантического типа), а III кластер характерен для вулканических структур и плит тихоокеанского типа (зоны относительного сжатия). Однако для самых

[1] Слабоконтрастное распределение петрохимических типов пород в приконтинентальных структурах связано, скорее всего, с тем, что к областям распространения приконтинентальных структур были отнесены зоны с явно различными тектоническими позициями и разной морфологией. По-видимому, в дальнейшем целесообразно детализировать морфоструктурное деление приконтинентальных зон с учетом петрохимической специализации магматических пород.

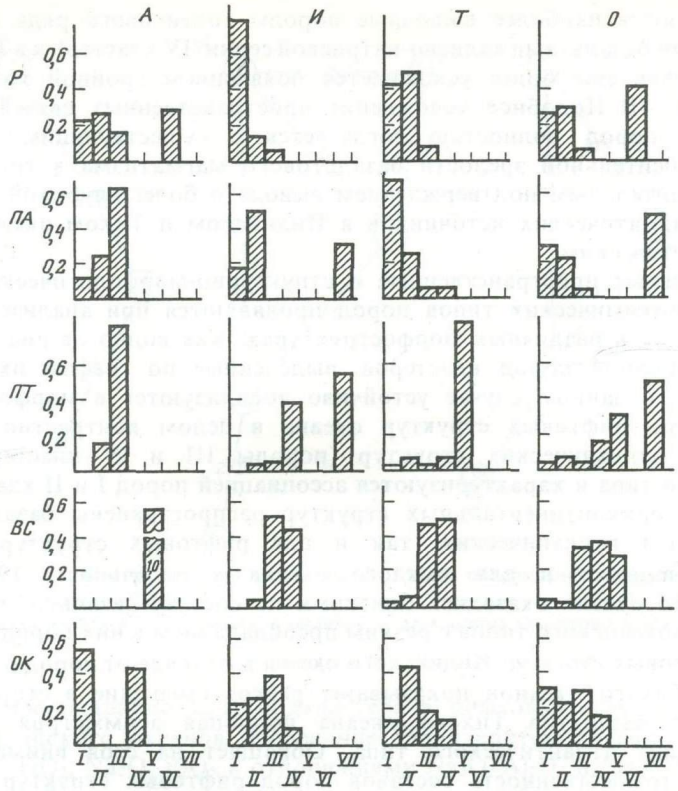


Рис. 3. Гистограммы частот встречаемости кластеров 4-го шага объединения в различных морфоструктурных зонах в Атлантическом (А), Индийском (И), Тихом (Т) океанах и в целом по Мировому океану (О); *I—VII* — номера кластеров; Р — рифтовые зоны; ПА — плиты атлантического типа; ПТ — плиты тихоокеанского типа; ВС — вулканические структуры; ОК — окраины континентов

древних морфоструктур Индийского (Западно-Австралийская котловина) и Тихого (Северо-Западная котловина) океанов типична тройная ассоциация пород кластеров I—II—III. Генетическая несогласованность пород III кластера с породами I и II кластеров, видимо, может свидетельствовать о периодической смене геодинамических режимов в этих морфоструктурах на протяжении всего этапа их развития.

Выявленные закономерности распределения петрохимических типов магматических пород океанов в пределах отдельных морфоструктурных зон и их возможная генетическая связь не находят в настоящее время корректного объяснения в рамках существующих моделей мобилизма без привлечения дополнительных представлений об эволюции источников базальтового магматизма в рифтовых зонах и пространственно сопряженных с ними областях плит атлантического типа. Еще бóльшая неопределенность возникает при сопоставлении петрохимических характеристик базальтов плит атлантического и тихоокеанского типов. За исключением Атлантического океана, составы магматических пород из этих морфоструктур оказываются практически несопоставимыми. Кроме того, в пределах плит тихоокеанского типа обнаруживаются сходства магматизма с пространственно сопряженными вулканическими структурами (Восточно-Индийский хребет Индийского океана и Императорский хребет Тихого) и осцилляционный характер проявления различных петрохимических типов базальтов, что явно диссонирует с представлениями о формировании базальтов вулканических структур в результате действия локальных "горячих" точек мантии [2].

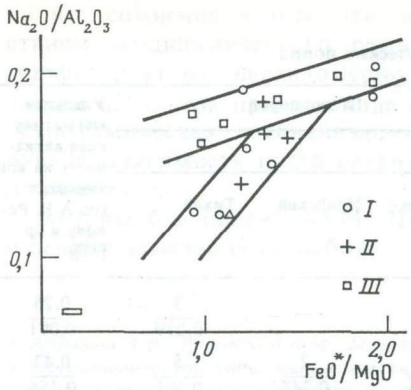


Рис. 4. Положение средних составов подкластеров, входящих в кластеры 4-го шага объединения

I—III — номера кластеров

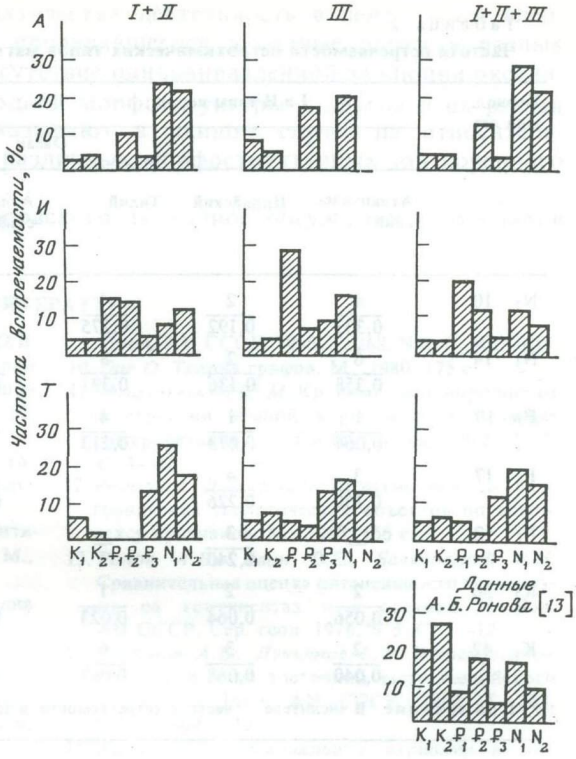


Рис. 5. Гистограммы частот встречаемости кластеров 4-го шага объединения во временны́х интервалах для Атлантического (А), Индийского (И) и Тихого (Т) океанов

I—III — номера кластеров. Удельные объемы магматических пород на континентах ($V/\Delta t$) по [13]

При построении альтернативных геодинамических моделей образования магматических комплексов одним из основных вопросов является выяснение временно́й направленности изменения состава базальтов в структурно-морфологических зонах океанов. Продолжительность отдельных циклов магматизма охарактеризована временны́ми интервалами (табл. 2), выделение которых обосновано биостратиграфическими и радиометрическими методами. Для отдельных рубежей меловой системы нами приняты даты, предложенные Ван Хитом [17], а для палеогеновой и неогеновой систем использована шкала [18], разработанная для океанов по материалам Проекта глубоководного бурения.

Анализ гистограмм встречаемости (рис. 5) выделенных типов пород во времени позволяет проследить общие черты временно́й эволюции магматизма во всех трех океанах. В первую очередь обращает на себя внимание практически полное совпадение этапов активизации магматической деятельности в Атлантическом океане и на континентах в меловое, эоценовое и миоценовое время. Для Индийского и Тихого океанов четкой синхронности этапов активизации магматизма с данными для континентов не прослеживается; исключение составляет миоценовый максимум активизации, характерный как для континентов, так и для океанов [13]. Наиболее индивидуальными чертами развития обладает Индийский океан, где в палеоцене имела место максимальная магматическая активность; в этот же период как на континентах, так и в Атлантическом и Тихом океанах прослеживается явно выраженный минимум проявления магматизма (см. рис. 5).

Сопоставляя гистограммы частот встречаемости петрохимических типов пород рифтовых зон (I, II) и магматических пород, приуроченных к плитам (III) в Атлантическом океане, следует отметить, что активизация магматической деятельности в отдельные эпохи происходила синхронно в рифтовых зонах и в

Таблица 2

Частота встречаемости петрохимических типов магматических пород

Период, млн лет		I и II типы пород			III тип пород			Удельная магматическая активность на континентах (по А.Б. Ронову и др. [13])
		Океан						
		Атлантический	Индийский	Тихий	Атлантический	Идийский	Тихий	
N_2	10	4 0,333	2 0,192	4 0,275	—	—	3 0,219	0,25 0,091
N_1	14	6 0,358	2 0,136	8 0,391	2 0,416	2 0,243	5 0,261	0,43 0,156
F_3	13	1 0,064	1 0,073	4 0,213	—	1 0,132	4 0,225	0,15 0,055
F_2	17	3 0,150	4 0,226	—	2 0,346	1 0,099	1 0,042	0,47 0,171
F_1	12	—	3 0,240	—	—	3 0,428	1 0,061	0,21 0,076
K_2	30	2 0,056	2 0,064	1 0,023	1 0,097	1 0,057	5 0,122	0,73 0,265
K_1	42	2 0,040	3 0,068	6 0,098	2 0,141	1 0,141	4 0,069	0,51 0,185

Примечание. В числителе — частота встречаемости, в знаменателе — нормированные значения.

сопредельных плитах (атлантического и тихоокеанского типов). Аналогичные выводы в первом приближении можно сделать и для Индийского и Тихого океанов, где также можно отметить синхронность в развитии магматизма, с одной стороны, в рифтовых зонах и на плитах атлантического типа, с другой — в пределах вулканических структур. Следует также отметить, что для Тихого океана характерно постепенное нарастание и столь же медленное понижение активности магматической деятельности; продолжительность циклов наибольшая по сравнению с другими океанами.

Таким образом, анализ распределения петрохимических типов толеитовых базальтов во времени и выявленные максимальные периоды активизации магматической деятельности свидетельствуют о неравнозначных геодинамических предпосылках развития магматизма в целом для Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Причем наиболее резко различаются между собой Атлантический и Тихий океаны. Очевидно, можно считать, что магматическая деятельность Атлантического и в какой-то мере Индийского океанов имела свое самостоятельное геодинамическое развитие в мезозое и, возможно, в более древние периоды. Для Тихого океана характерны свои черты развития магматизма в целом. Полученные данные согласуются с предложенной Ю.М. Пущаровским [11] гипотезой об изначальной асимметрии Земли. Он выделил два основных сегмента, имеющих индивидуальные черты развития на протяжении всей геологической истории Земли.

Суммируя результаты пространственно-временного распределения петрохимических типов базальтоидов второго сейсмического слоя коры океанов, следует в первую очередь подчеркнуть существенную неоднородность проявления магматизма в мезозое-кайнозое: в пределах каждого океана в отдельности, в выделяемых структурно-морфологических зонах. Что же касается структурно-морфологического контроля петрохимических типов магматических пород океана,

то нет сомнения в том, что магматическая деятельность в целом была следствием геодинамического режима, проявлявшегося в разные эпохи в разных морфоструктурах неравномерно. Отсутствие однонаправленной эволюции океанических базальтов при переходе от одной морфоструктуры к другой и их резкая петрохимическая специализация указывают в данном случае на относительную независимость путей развития различных морфоструктурных зон коренного ложа океана.

Авторы благодарят Ю.М. Пущаровского за полное обсуждение результатов и ценные замечания по работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов А.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В.* Петрохимические типы магматических пород ложа океана и закономерности их размещения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. С. 18—27.
2. *Авдейко Г.П.* Вулканизм типа горячих точек // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М., 1981. С. 51—52.
3. *Беляевский Н.А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., 1981. 429 с.
4. *Боголепов К.В., Чиков Б.М.* Геология дна океана. М., 1980. 245 с.
5. *Гольдшмидт В.И.* Классификация геологических объектов по комплексу признаков // Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ. Алма-Ата, 1972. С. 6—25.
6. *Дюран Б., Одел П.* Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977. 135 с.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., 1983. 93 с.
8. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М., 1980. 246 с.
9. *Миронов Ю.В., Абрамов А.В., Ряховский В.М.* и др. Петрохимические типы магматических горных пород дна Индийского океана и особенности их пространственного распределения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 2. С. 401—411.
10. *Оре О.* Теория графов. М., 1980. 175 с.
11. *Пущаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника, 1982. N 5. С. 3—16.
12. *Родионов Д.А.* Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., 1968. 156 с.
13. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский Р.Н.* Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 5. С. 5—12.
14. *Сузюмов А.Е., Лукьянов С.В.* Новые данные о возрасте ложа восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, N 2. С. 409—412.
15. *Харин Г.С.* Региональные вариации в составе базальтов ложа Атлантического океана // Вулканология и сейсмология. 1979. N 5. С. 3—17.
16. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1973—1980. Vol. 16-19, 22—29, 32, 35, 37, 45—46, 49, 54—55.
17. *Tarling D.H., Mitchell J.G.* Geology. 1973. Vol. 4, N 3. P. 133—136.
18. The Cretaceous time // Am. Ass. Petroleum Geol. Bull. 1976. Vol. 60, N 4. P. 269.

УДК 552.11:552.32

Е.В. ШАРКОВ, А.А. ЦВЕТКОВ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ОКЕАНОВ И МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Как известно, одной из важнейших задач современной глобальной петрологии является установление характера проявления океанического магматизма в связи с главными типами геодинамических режимов.

Все многообразие тектонических процессов в океанах может быть сведено к нескольким режимам: растяжения, внутриплитному, трансформному и режиму асейсмичных хребтов (см. таблицу). Так, в режиме растяжения развиваются срединно-океанические хребты и острова, расположенные на осях и флангах срединно-океанических хребтов. К внутриплитным обстановкам относятся океанические острова типа горячих точек и абиссальные плато и котловины. Трансформный режим, как следует из названия, характерен для трансформных

Геодинамические режимы и магматические серии океанов

Геодинамический режим	Морфоструктуры	Магматическая серия
Растяжения	Срединно-океанические хребты	
	осевые зоны	ТН
	фланговые зоны	ТН, SA
	Острова	
	на осях срединно-океанических хребтов	ТН, SA
	на флангах срединно-океанических хребтов	ТН, SA, A
Внутриплитный	Острова типа "горячих точек"	ТН, SA, A
	Абиссальные плато и котловины	ТН
Трансформный	Трансформные разломы	ТН, SA
?	Асейсмичные хребты	ТН, SA

Примечание. ТН — толеитовая, SA — калиево-натриевая субщелочная, A — калиево-натриевая щелочная магматические серии.

разломов, а такие морфоструктуры, как асейсмичные хребты, по крайней мере отчасти, характеризуются сочетанием режимов растяжения, внутриплитного и трансформного.

Считается, что каждый тип режима характеризуется своей спецификой магматизма, однако эти утверждения обычно недостаточно конкретны или касаются отдельных аспектов проблемы, не рассматривая ее в целом. Вместе с тем этот вопрос имеет чрезвычайно важное значение для реконструкции конкретных геодинамических режимов в древних складчатых поясах современных континентов и поэтому требует специального обсуждения.

Представляется очевидным, что сравнение магматизма различных геодинамических обстановок необходимо проводить на уровне серий магматических горных пород, поскольку конкретные магматические ассоциации часто несут на себе отпечаток региональных особенностей.

К сожалению, в понятие "магматическая серия" нередко вкладывается различный смысл. Не останавливаясь на сути разногласий, укажем, что мы под магматической серией понимаем генерализованную совокупность магматических ассоциаций, породы которых связаны промежуточными разновидностями в последовательные петрографические ряды. При этом каждая серия характеризуется общими, присущими только ей чертами минерального и химического состава, позволяющими говорить о генетическом родстве слагающих ее пород. Образования одной и той же магматической серии могут быть представлены как в эффузивном, так и в интрузивном варианте, существенно различающихся по структуре организации вещества. По существу, магматические серии представляют собой совокупность пород, подчиняющуюся одним и тем же физико-химическим закономерностям. Характер этих трендов обусловлен строением физико-химических систем и наличием физико-химических барьеров, определяющих различные пути эволюции природных расплавов.

В настоящее время в ИГЕМ разработана специальная программа, позволяющая выделить магматические серии для разных типов геодинамических обстановок с помощью ЭВМ. Всего выделяется шесть серий: толеитовая, известково-щелочная, калиево-натриевая и калиевая субщелочные, калиево-натриевая и калиевая щелочные. Критерии их дискриминации следующие: 1) отделение толеитовой и известково-щелочной серий от субщелочных и щелочных серий производится по уравнениям $K_2O+Na_2O=0{,}3694\,SiO_2 - 14{,}3917$ (при $SiO_2<67\%$) и $K_2O+Na_2O=7{,}9205$ (при $SiO_2>67\%$) (критерий Макдональда—Куно); 2) разделение толеитовой и известково-щелочной серий — по уравнению $FeO^*/MgO=0{,}1562\,SiO_2 - 6{,}685$ (критерий Мияширо); 3) разделение субще-

лочных и щелочных серий по отсутствию (для первых) или наличию (для вторых) нормативных фельдшпатоидов; 4) разделение субщелочных и щелочных серий калиево-натриевого и калиевого рядов по соотношениям щелочей ($K_2O/Na_2O>1$ — калиевые субщелочная и щелочная, $K_2O/Na_2O<1$ — калиево-натриевые субщелочная и щелочная).

Применяя указанные критерии к собранному в ИГЕМ банку петролого-геохимических данных по океану, основу которого составляют записанные на магнитную ленту результаты анализов на петрогенные и микроэлементы магматических пород из скважин глубоководного бурения, для главных его морфоструктур могут быть выделены следующие магматические серии: толеитовая, калиево-натриевые субщелочная и щелочная. Породы известково-щелочной, калиевой субщелочной и калиевой щелочной серий в океане отсутствуют.

Как следует из таблицы, одни магматические серии встречаются во всех типах геодинамических режимов и во всех морфоструктурах, другие — только в некоторых из них. Примером серий первого типа может служить толеитовая серия, "сквозной", или "неспецифический", характер которой подчеркивался нами ранее [9]. Примером серий второго типа является калиево-натриевая субщелочная серия, характерная для всех геодинамических режимов, но не для всех морфоструктур (в частности, она отсутствует в осевых зонах срединно-океанических хребтов и пока не установлена в пределах абиссальных плато и котловин). К этому же типу, очевидно, относится и калиево-натриевая щелочная серия, характерная только для режимов растяжения и внутриплитного. Калиево-натриевые субщелочная и щелочная серии, очевидно, могут быть названы "несквозными", или "специфическими".

Остановимся на „неспецифических" ("сквозных") сериях. Посмотрим, какие существуют петрохимические и геохимические различия между породами одной и той же толеитовой серии, но сформировавшимися в различных геодинамических обстановках.

Для сравнения (рис. 1—3) мы использовали диаграммы, на которые были нанесены средние составы магматических пород различных морфоструктур океана по разным авторам, нормализованные по N-MORB Атлантического океана из работы Д. Вуда [23].

Сразу можно сказать, что толеитовые серии основных морфоструктур океана, как и континентов, представляют собой наиболее "примитивные" магматические серии (см. рис. 1). Они характеризуются наинизшими концентрациями некогерентных элементов. Толеитовые серии обычно являются "точкой отсчета" на пути магматической эволюции соответствующей морфоструктуры в направлении более "эволюционированных" серий (калиево-натриевых субщелочной и щелочной). Уже в одном этом мы видим "сквозной" характер толеитового магматизма.

Для режима растяжения в первую очередь характерны толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, или толеиты MORB. Среди них в последние годы выделяют три разновидности — N (нормальные), E (обогащенные, или эволюционировнные) и T (переходные), неразличимые на уровне петрографии, но отличающиеся геохимическими характеристиками, в первую очередь распределением редкоземельных элементов (РЗЭ) и других некогерентных элементов и отчасти изотопным составом. Пространственные и возрастные закономерности распределения океанических базальтов различного геохимического профиля, связанные, по-видимому, с геохимической гетерогенностью верхней мантии или с особенностями выплавления и дифференциации, в настоящее время интенсивно изучаются и обсуждаются [4].

Подчеркнем еще одно обстоятельство. Состав базальтов срединно-океанических хребтов вполне определенно зависит от скорости спрединга. Так, под хребтами с высокими скоростями спрединга (>5 см/год), например под Восточно-

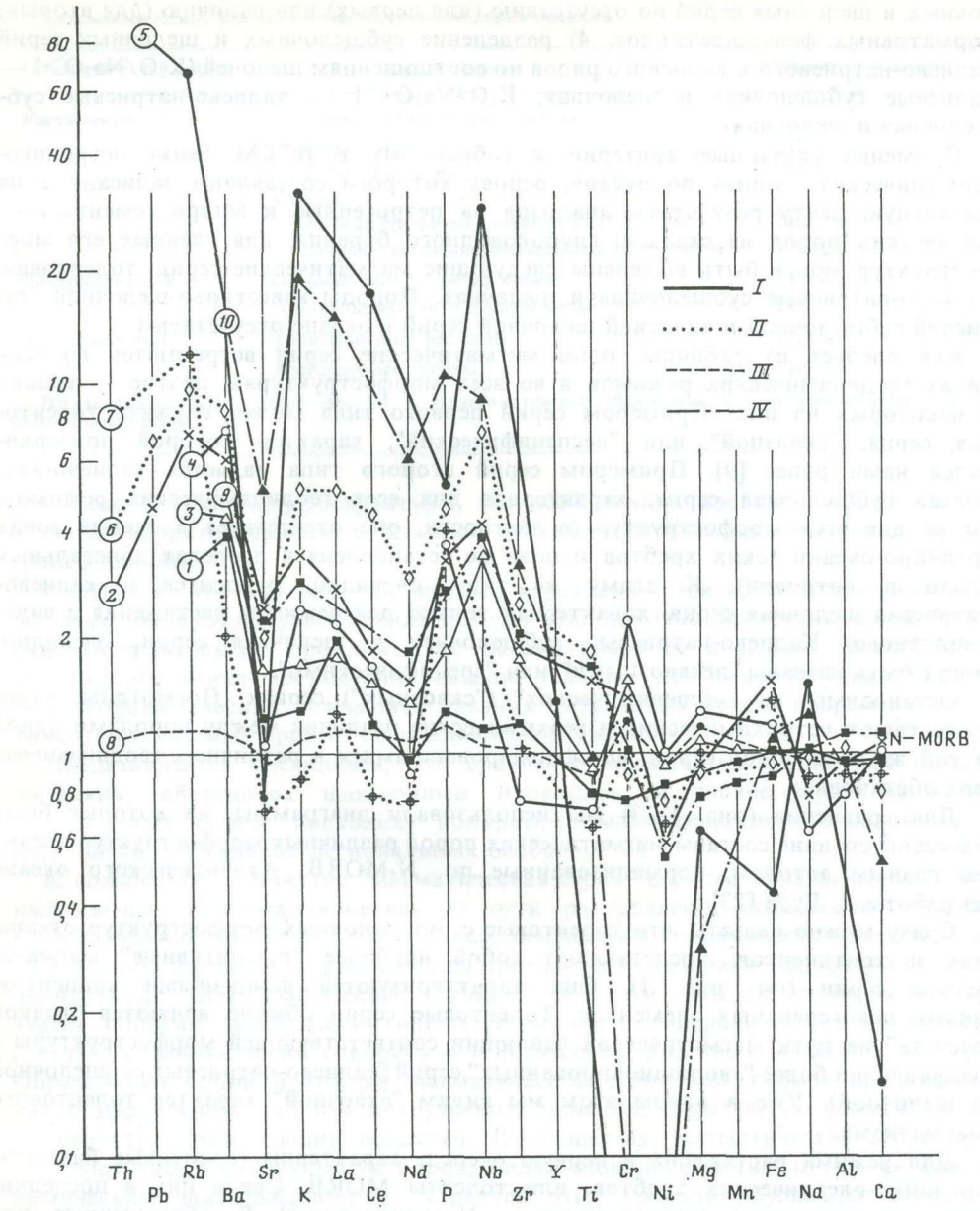


Рис. 1. Диаграмма распределения главных петрогенных элементов и микроэлементов в породах толеитовой магматической серии океана

I — режим растяжения: *1* — базальт Красного моря [1], *2* — E-MORB Атлантического океана [20], *3* — T-MORB Атлантического океана, *4* — четвертичный базальт Исландии [5], *5* — четвертичный риолит Исландии [5]; *II* — внутриплитный режим: *6* — базальт Гавайских островов [10], *7* — базальт плато Манихики [22]; *III* — трансформный режим: *8* — базальт трансформного разлома Сикейрос [8]; *IV* — асейсмичный режим: *9* — базальт Восточно-Индийского хребта [12], *10* — андезит Восточно-Индийского хребта [12].

На рис. 1—3 составы магматических пород нормализованы по N-MORB Атлантического океана [23]. Элементы с Th по Ti расположены в порядке увеличения их коэффициентов распределения для системы мантия—расплав

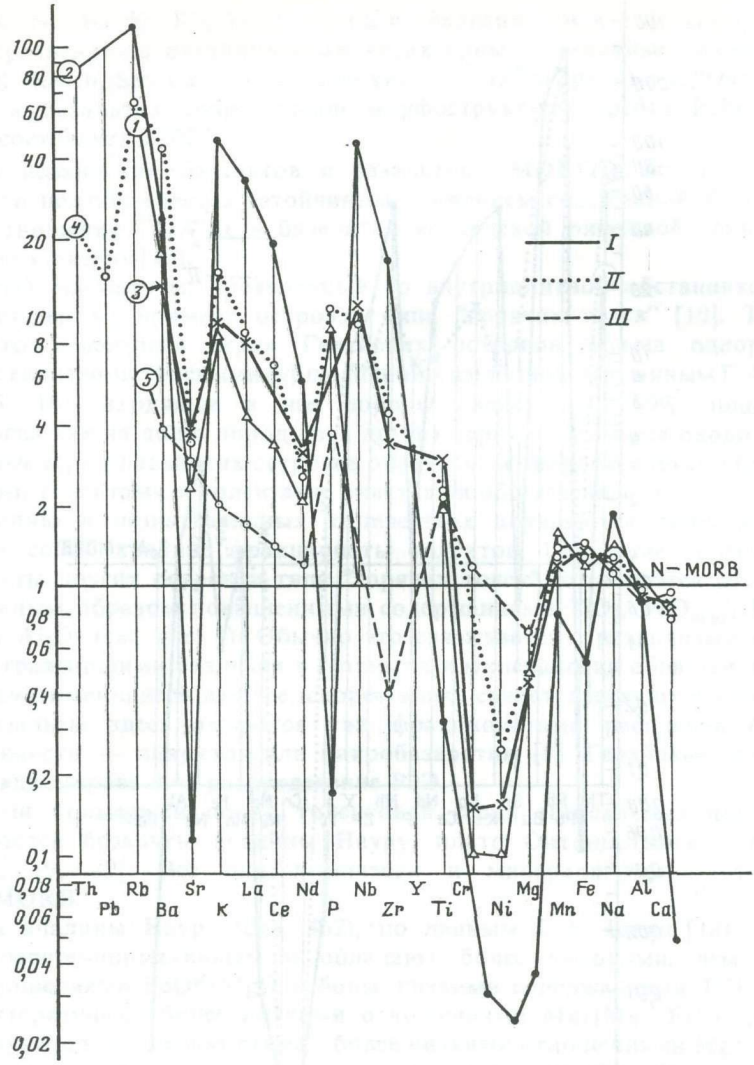


Рис. 2. Диаграмма распределения главных петрогенных элементов и микроэлементов в породах калиево-натриевой субщелочной магматической серии океана

I — режим растяжения: *1* — современный субщелочной базальт Исландии [5], *2* — гавайит о-ва Буве [14], *3* — риолит о-ва Буве [14]; *II* — внутриплитный режим: *4* — гавайит Гавайских островов [10]; *III* — трансформный режим: *5* — субщелочной базальт трансформного разлома Сикейрос [8]

Тихоокеанским, геофизическими методами на глубинах 1—5 км устанавливается зона пониженных скоростей, интерпретируемая как область частичного плавления. Температуры здесь могут превышать ликвидусные для базальтов, в связи с чем кристаллизации расплава не происходит. Последний поступает на поверхность без задержек в промежуточной магматической камере. Вероятно, с этим связаны как афировые структуры развитых там пород, так и их более примитивный, "неэволюционированный" химический состав.

Толеиты Е-типа связаны с хребтами, характеризующимися умеренными скоростями спрединга, или с участками, имеющими более мощную кору, — с подводными плато или островами. Здесь генерация магм идет в других условиях и возможна частичная дифференциация расплава в промежуточных

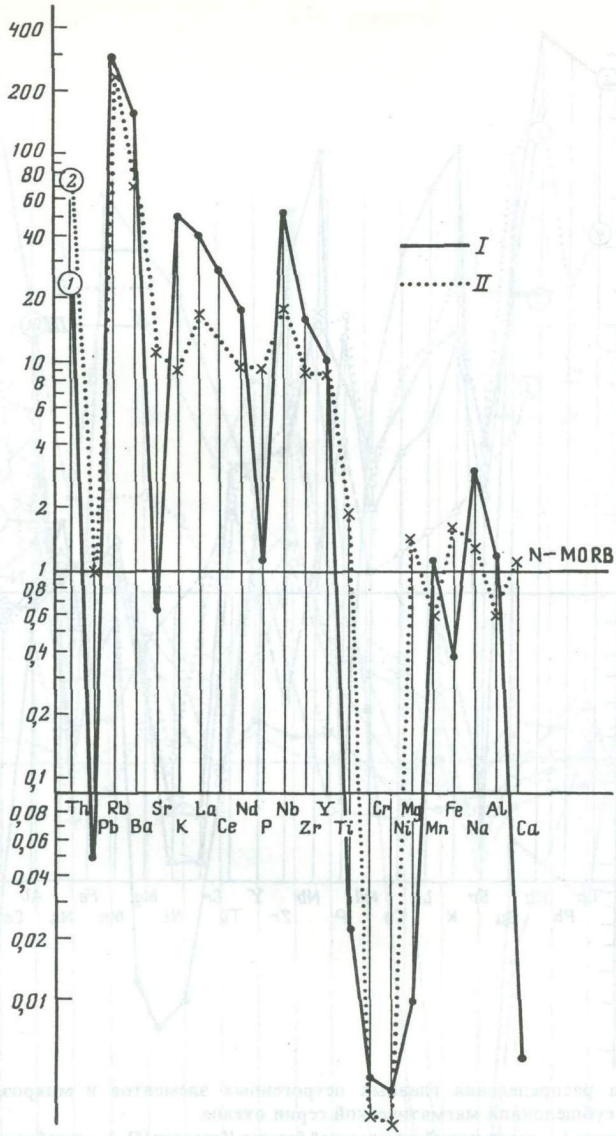


Рис. 3. Диаграмма распределения главных петрогенных элементов и микроэлементов в породах калиево-натриевой щелочной серии океана

I — режим растяжения: *1* — фонолит о-ва Святой Елены [10]; *II* — внутриплитный режим: *2* — нефелинит Гавайских островов [10]

очагах. Так что вопрос достаточно сложен, и поэтому напрямую связывать различия состава базальтов с гетерогенностью мантии, очевидно, не следует.

Толеитовый магматизм островов на осях и флангах срединно-океанических хребтов более "эволюционирован", чем магматизм самих срединно-океанических хребтов. Наиболее изученным примером магматизма этого типа являются уникальные по масштабам серии Исландии. Последняя на 75—90% сложена базальтами с возрастом 16—0 млн лет.

Вопреки высказываниям о полной идентичности базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта между последними достаточно отчетливо выявляются черты различия, заключающиеся в относительной обогащенности исландских

базальтов K, Na, Ba, Sr, Rb, Ti, P, Fe, La и обедненности Al [6]. Для исландских пород по сравнению с океаническими характерны пониженные значения отношений Na/K, K/Rb, Sm/La и более высокие — $^{87}Sr/^{86}Sr$, равные 0,70291—0,70357. Например, в базальтах сопредельной морфоструктуры хребта Рейкьянес это отношение составляет 0,7027.

Различия исландских базальтов и базальтов MORB носят закономерный характер, что подтверждается устойчивым снижением содержаний K, Ti, P, La и величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах исландской рифтовой зоны по мере приближения к океану [10].

Толеитовый магматизм, проявленный во внутриплитной обстановке, детальнее всего изучен на примере островов типа "горячих точек" [10]. Так, установлено, что толеитовая серия Гавайских островов весьма однородна по сравнению с калиево-натриевыми субщелочной и щелочной. По данным Г.А. Макдональда [15, 16], входящие в нее породы слагают до 99% общей массы Гавайев, тогда как на долю пород двух других серий приходится около 1%.

Телеитовые серии Гавайских островов образованы пикробазальтами (океаниты), оливиновыми толеитами и толеитами, участками обогащенными железом. В кальдерную стадию в незначительных количествах появляются риодациты, представляющие собой крайние фракционаты толеитов. Гавайские толеиты, равно как и толеиты других островов типа "горячих точек", отличаются от базальтов MORB главным образом повышенными содержаниями TiO_2, $FeO_{общ.}$, K_2O и пониженными Al_2O_3 (см. рис. 1). Обычно это связывается с различиями исходного расплава, отражающими различия в геохимии и минералогии областей плавления. В то же время имеющиеся данные, скорее всего, свидетельствуют о том, что собственно базальты здесь являются уже фракционатами расплавов более высокой основности — пикритов или пикробазальтов [9]. Гавайские лавы имеют сильно фракционированное распределение РЗЭ.

Типичными примерами пород толеитовой серии абиссальных плато и котловин являются базальты впадины Науру, плато Онтонг-Джава и Манихики [7, 13, 18, 19, 22]. Все они химически и минералогически отличны от базальтов MORB.

Базальты впадины Науру (скв. 462), по данным С.А. Щеки [18], относятся к кварц-гиперстеннормативным и обладают более высокими, чем базальты MORB, отношениями FeO^*/MgO и более низкими содержаниями TiO_2. Их оливины характеризуются более низкими отношениями $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (0,85—0,84) и сосуществуют со шпинелью также с более низкими отношениями $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ по сравнению с парами оливин—шпинель базальтов MORB. Стекло шпинельсодержащих базальтов впадины Науру обладает более высокими величинами $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (0,58—0,60), чем базальтов MORB (<0,575).

Базальты скв. 462 в геохимическом плане аналогичны базальтам плато Манихики и Онтонг-Джава, но отличаются от гавайских толеитов более низкими содержаниями K_2O и TiO_2 (см. рис. 1). По данным Г.В. Нестеренко [7], толеитовые базальты впадины Науру, плато Онтонг-Джава и Манихики являются аналогами платобазальтов Сибирской платформы.

Как показали исследования последних лет [8], трансформные разломы не только являются нарушениями сплошности твердой океанической коры, к этим структурам приурочен базальтовый магматизм. Проведенные к настоящему времени исследования показывают, что в зонах трансформных разломов мощность коры понижена, как это обычно имеет место в зонах магмоактивных структур, а толеитовый магматизм отличается от магматизма срединно-океанических хребтов.

Примерами магматических пород, возникших в трансформном режиме, являются породы трансформных разломов Кларион и Сикейрос в Восточно-Тихоокеанском хребте [6] и Мария-Целеста в Аравийско-Индийском хребте. Так, в частности, толеиты разлома Сикейрос отличаются от базальтов Восточно-Тихоокеанского

хребта большими содержаниями TiO_2, меньшими — SiO_2, CaO, K_2O и пониженными значениями отношений $K_2O/(K_2O+Na_2O)$, $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ (см. рис. 1). Бóльшими содержаниями TiO_2 и меньшими значениями $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ породы разлома Сикейрос отличаются и от базальтов Галапагосского центра растяжения и базальтов рифта Красного моря.

Типичными примерами асейсмичных хребтов являются Китовый и Исландско-Фарерский в Атлантическом океане, Кокос и Наска в Тихом и Восточно-Индийский в Индийском океане. Последний изучен наиболее детально в 22-м и 26-м рейсах "Гломар Челленджера" [11, 12]. Наряду с базитами в скважинах там были встречены андезиты.

Относительно природы Восточно-Индийского хребта единого мнения не существует. Так, П.Л. Безруков и Ю.П. Непрочнов [2] считают его грандиозным горстом с вулканическим фундаментом, возникшим в основном в режиме сжатия. Основываясь на геофизических данных, Дж. Склэтер [17] предположил, что Восточно-Индийский хребет не является границей литосферных плит, а представляет собой внутриплитную морфоструктуру. Высказываются предположения, что он возник в результате мантийного диапиризма и в этом плане сопоставляется с Исландией и Азорскими островами, продукты базальтового магматизма которых имеют ряд общих черт с базитами, встреченными в скв. 214 и 216. Существует также точка зрения, что северная часть Восточно-Индийского хребта — это след "горячей точки", а южная — трансформный разлом, но без проявления присущего им субщелочного тренда развития магматизма [12].

И базальты и андезиты ("исландиты") Восточно-Индийского хребта относятся к толеитовой магматической серии и имеют много общих геохимических черт со средними типами магматических пород океанических островов. Так, андезиты — это типичные "океанические андезиты" и, по-видимому, представляют собой продукт дифференциации исходной толеит-базальтовой магмы. От базальтов MORB базальты Восточно-Индийского хребта отличаются более высокими содержаниями Fe, Ti, K, Ba, Sr, Ce, V, Zr (см. рис. 1). Обращает на себя внимание большое сходство в распределении РЗЭ в базальтах и андезитах Восточно-Индийского хребта и аналогичных породах Исландии [21]. Это, видимо, не случайно, так как Исландия также располагается на асейсмичном Исландско-Фарерском хребте.

Обратимся теперь к специфическим сериям. Из них в океане шире всего распространена калиево-натриевая субщелочная серия.

Породы этой серии в геодинамической обстановке растяжения известны на фланговых участках срединно-океанических хребтов в на островах, лежащих на их осях и флангах. Типичными представителями являются субщелочные пикриты (анкарамиты), субщелочные оливиновые базальты, трахибазальты, иногда трахиты Исландии [5] и о-ва Буве [14]. Для них характерно значительное обогащение крупнокатионными литофильными элементами по сравнению с толеитовыми базальтами тех же островов и тем более с базальтами MORB. На графике (см. рис. 2) эта тенденция прослеживается весьма отчетливо. Обращают на себя внимание характерные "изломы" кривых, связанные с фракционированием многих элементов в расплаве.

Субщелочные серии Гавайских островов, возникшие во внутриплитной обстановке, включают субщелочные пикробазальты (анкарамиты), оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, трахиандезито-базальты, натровые трахиты [10].

По химизму субщелочные базиты варьируют от разновидностей с небольшим содержанием нормативного гиперстена до нефелиннормативных. Обычно они обогащены TiO_2, FeO, K_2O и обеднены Al_2O_3 относительно толеитовых базальтов (см. рис. 2). Характер распределения РЗЭ в субщелочных базальтах заметно отличается от такового в толеитах срединных хребтов значительным

обогащением легкими и деплетированностью тяжелыми РЗЭ, хотя отчасти и перекрывает область составов островных толеитов [10].

В трансформных разломах и асейсмичных хребтах также имеются проявления калиево-натриевого субщелочного магматизма, но в меньших масштабах, чем на островах (см. рис. 2). Породы характеризуются повышенными концентрациями Ti, Fe, Na, K, P и относительной обедненностью SiO_2, Al_2O_3, MgO и CaO (см. рис. 2).

Породы калиево-натриевой щелочной серии известны только на островах, расположенных на флангах срединно-океанических хребтов (Азорские и др.), на подводных плато (острова Гвинейского залива, о-в Тринидад и др.) и островах типа "горячих точек" (Гавайские), т.е. в обстановке растяжения и внутриплитной. В состав серии входят щелочные оливиновые базальтоиды (тефриты), меланефелиниты, мелилитовые нефелиниты. В этих породах часто встречаются ксенолиты мантийных пород [6].

Для пород калиево-натриевой щелочной серии в еще большей степени, чем для калиево-натриевой субщелочной, характерно неравномерное распределение химических элементов в ряду Th—Ti. Об этом свидетельствуют еще более ярко выраженные, чем для калиево-натриевой субщелочной серии, изломы кривых на графике (см. рис. 3).

Подводя итог характеристике океанического магматизма, следует подчеркнуть, что развитые здесь магматические серии полностью аналогичны магматическим сериям континентальных рифтовых областей и континентального внутриплитного магматизма, за исключением специфических для океанов базальтов осевых частей срединно-океанических хребтов (базальты MORB) и специфических для континентов калиевых щелочных серий. Из этого можно сделать вывод, что рифтовый и внутриплитный магматизм в принципе не зависит от типа земной коры и подчиняется одним и тем же физико-химическим и геодинамическим закономерностям. По-видимому, из этого же можно сделать вывод и о принципиальном сходстве вещества верхней мантии, где расположены очаги плавления, как под континентальными, так и под океаническими сегментами.

Опираясь на материалы по магматизму, можно говорить и о сходной в среднем мощности литосферы (всего доастеносферного слоя) в континентальных и океанических сегментах, опять-таки за исключением осевых частей срединно-океанических хребтов. Этот вывод основан на наличии базальтовых серий разной щелочности в пределах океанических сегментов. В настоящее время имеются основания думать, что калиево-натриевые субщелочные и щелочные серии произошли в результате глубинной эволюции пикритовых расплавов нормальной щелочности. Необходимым условием является наличие глубинных магматических очагов, эволюционирующих при давлениях 15—20 кбар, когда появляется и начинает действовать жадеитовый физико-химический барьер [9]. В этом случае тренд дифференциации родоначального пикрита идет не в область низкотемпературных полевошпатовых котектик, а в сторону пикробазальтовых составов повышенной щелочности — субщелочных (анкарамитов) и далее — щелочных (анкаратритов, меланефелинитов и т.д.). Именно эти пикробазальты, как известно, являются исходными соответственно для калиево-натриевых субщелочной и щелочной серий. Все это требует наличия мощной жесткой литосферы, где могли бы располагаться корневые участки подобных вулканических систем.

Об этом свидетельствует и приведенный выше фактический материал. Малоглубинные базальты MORB характерны только для осевых участков срединно-океанических хребтов, где мощность коры возрастает и становится возможным появление калиево-натриевых субщелочных серий. Калиево-натриевые щелочные серии имеют место только на островах на флангах хребтов и в "горя-

чих точках", где мощность коры (и литосферы вообще) максимальна. В океанах отсутствуют калиевые щелочные серии, нередко отмечаемые на флангах континентальных рифтовых областей; возможно, их возникновение требует еще больших мощностей литосферы, необеспечиваемых в океанических сегментах. Этот вопрос требует дальнейших исследований.

Не следует представлять себе ложе океана как застывшую пластину, механически перемещаемую от осей срединно-океанических хребтов к континентам. Образовавшись в центрах спрединга, она продолжает эволюционировать.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матвеенков В.В.* и др. Геохимия низкокалиевых толеитов Красного моря // Геохимия. 1983. N 9. С. 1289—1303.
2. *Безруков П.Л., Непрочнов Ю.П.* Геологическое изучение восточной части Индийского океана и австрало-азиатских морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 1. С. 38—43.
3. *Белевцев Р.Я., Говоров И.Н., Качанов Н.Н.* и др. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Киев: ИГН АН УССР, 1979. 67 с. Препринт.
4. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* и др. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 147—154.
5. Исландия и срединно-океанический хребет: Геохимия / Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1978. 184 с.
6. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука. 1985. 487 с.
7. *Нестеренко Г.В.* Океанические аналоги континентальных базальтов // Геохимия. 1984. N 7. С. 997—1001.
8. *Харин Г.С.* Петрохимические и петрогенетические особенности базальтов зон трансформных разломов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1982. С. 245—255.
9. *Шарков Е.В.* Происхождение главных типов магматических серий океанских островов и континентальных рифтовых областей с позиций кристаллизационной дифференциации // Геохимия. 1984. N 7. С. 1002—1013.
10. Basaltic volcanism on the Terrestrial Planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. 320 p.
11. *Frey F.A., Chien Min Sung.* Geochemical results for basalts from sites 253 and 254 // Init. Rep. DSDP. Leg. 26. Wash. (D.C.): U.S. Gov. print. off., 1974. Vol. 26. P. 567—572.
12. *Hekinian R.* Petrology of igneous rocks from Leg 22 in the Northeastern Indian Ocean // Ibid. 1974. Vol. 22. P. 413—448.
13. *Jackson E.D., Baragar K.E., Fabbi B.P., Heropoulos C.* Petrology of the basaltic rocks drilled on Leg 33 of the Deep Sea Drilling Project // Ibid. 1975. Vol. 33. P. 571—630.
14. *Le Roex A.P., Erlank A.J.* Quantitative evaluation of fractional crystallization in Bouvet Island lavas // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1982. Vol. 13. P. 309—338.
15. *MacDonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas // Mem. Geol. Soc. Amer. 1968. Vol. 116. P. 477—522.
16. *MacDonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. 1964. Vol. 5. P. 133—158.
17. *Sclater J.G., von Borch C., Veevers J.J.* et al. Regional synthesis of the Deep Sea Drilling results from Leg 22 in the Eastern Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. Leg 22. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1974. Vol. 22. P. 717—804.
18. *Shcheka S.A.* Igneous rocks of Deep sea Drilling project Leg 61, Nauru Basin // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 633—652.
19. *Stoeser D.B.* Igneous rocks from Leg 30 of the Deep sea drilling project // Ibid. 1975. Vol. 30. P. 401—414.
20. *Sun S.-S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.* Chemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 45. P. 119—138.
21. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Sung C.M.* Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from sites 214, 215, 217 DSDP Leg 22, Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. Leg 22. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1974. Vol. 22. P. 459—468.
22. *Tokuyma H., Batiza R.* Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow-basalt complex of Nauru Basin, Southwest, Pacific // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 673—688.
23. *Wood D.A., Tarney J., Varet J.* Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD, Leg 49: implications for mantle heterogeneity // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 42. P. 77—97.

УДК 550.89

И.П. ЛУКАШЕВИЧ, А.Г. ГОРШКОВ, Е.И. ПРИСТАВАКИНА

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВОВ ВЫПЛАВОК ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ И УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Динамика формирования океанической коры в рифтовых зонах в значительной степени определяется скоростью раздвижения дна океана и термическим режимом магматических очагов, в которых образуется и дифференцируется базальтовая магма.

Нами были рассчитаны температуры магматических очагов рифтовых систем Атлантического и Тихого океанов, а также Красного моря и Австрало-Антарктического поднятия. Проведенное исследование показало, что термический режим магматических очагов зависит от общей геодинамической обстановки (в частности, от направления астеносферного потока под хребтом), от наличия крупных возвышенностей и трансформных разломов, от величины сдвига оси рифтовой зоны по трансформному разлому, а также от скорости раздвижения плит.

Для расчета температур магматических очагов нами был использован метод численного моделирования ликвидусных фазовых соотношений в породах основного состава, разработанный А.А. Арискиным и М.Я. Френкелем [2]. Алгоритм расчета на ЭВМ траекторий фракционирования основных силикатных расплавов (порядок выделения и состав кристаллизующихся минералов, состав расплава, пропорции кристаллизации минералов в зависимости от степени фракционирования расплава) построен с использованием литературных данных о константах равновесия минерал—расплав. При этом траектории фракционной кристаллизации расплавов, близких по составам к базальтам, позволяют сделать количественные оценки влияния исходного состава расплава на скорость фракционирования жидкой и твердой фаз, на характер изменения пропорций кристаллизации и тенденции эволюции состава расплава, а также определять ликвидусные температуры системы.

В своей работе мы исходили из предположения, что температура ликвидуса базальтового стекла должна соответствовать температуре базальтового расплава верхней магматической камеры, и рассчитали эти температуры для стекол толеитовых базальтов. Точность расчета ликвидусных температур для стекол составляет $\pm 2°$ С. Нами были использованы данные о составе 279 стекол, приведенные в работах [1, 4, 11, 14, 16]. Распределение температур магматических очагов изучалось в зависимости от степени дифференциации базальтового стекла (I), которая определялась железо-магниевым отношением $I=\mathrm{FeO^*}/\mathrm{MgO}$.

На рис. 1 приведены рассчитанные нами для хребта Рейкьянес температуры ликвидуса и температуры, полученные для тех же образцов Шиллингом с соавторами в результате физико-химического моделирования [13]. Расхождение температур не превышает 12°С, что лежит в пределах ошибки эксперимента. Хорошее соответствие свидетельствует о применимости выбранного нами метода численного моделирования.

Наиболее детально был исследован Срединно-Атлантический хребет. Для анализа связи термического и тектонического режимов Срединно-Атлантический хребет был разделен на участки приблизительно через 1°. Далее участки с одинаковыми зависимостями температуры от степени дифференцированности были объединены и, по существу, оказались заключенными в пределах однородных блоков между крупными тектоническими структурами или в пре-

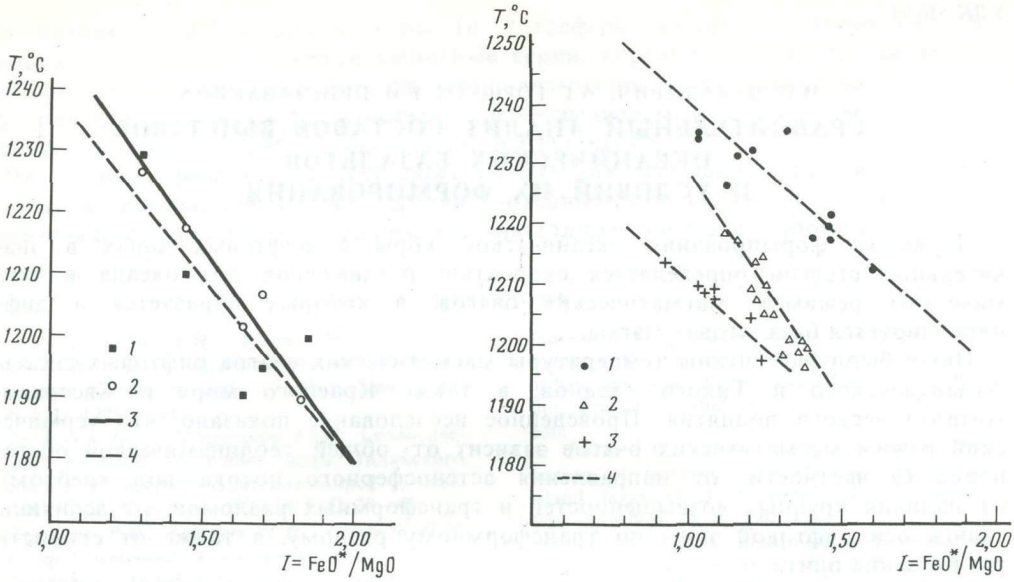


Рис. 1. Температура ликвидуса стекол толеитовых базальтов хребта Рейкьянес

1 — данные физико-химического моделирования; *2* — данные численного моделирования; *3* — линия регрессии для данных численного моделирования; *4* — линия регрессии для данных физико-химического моделирования

Рис. 2. Распределение ликвидусных температур толеитовых стекол в зависимости от железо-магниевого отношения

1 — Исландия; *2* — Южно-Атлантический хребет; *3* — хребет Мона; *4* — линии регрессии

делах самих тектонических структур. В число этих тектонических структур вошли Исландия, Азоро-Гибралтарское поднятие, а также все крупные трансформные разломы. Всего, по нашим данным, удалось выделить 19 участков[1] (см. таблицу). Из таблицы видно, что участки 8 и 9, между 43 и 35° с.ш., также можно объединить. В эту зону попадает Азоро-Гибралтарское тройное сочленение.

Распределение температур ликвидуса толеитовых стекол в зависимости от железо-магниевого отношения показано на рис. 2 на примере Исландии, а также хребтов Мона и Южно-Атлантического в районе 23,5—25° ю.ш. Характер зависимости для каждого участка таков, что для степени дифференцированности I, изменяющейся от 0,80 до 2,20, ее можно описать линейной регрессией.

Наряду с данными по Атлантическому океану в таблицу включены данные по Красноморскому рифту, Австрало-Антарктическому поднятию и Тихому океану.

Из таблицы и рис. 3 видно, что при довольно значительном разбросе максимальных значений степени дифференцированности различных участков соответствующая этим значениям минимальная температура остается очень стабильной для хребтов с одинаковой скоростью спрединга. Так, для 18 участков Срединно-Атлантического хребта от 72° с.ш. до 30° ю.ш. и для Красноморского рифта, скорость спрединга которых лежит в интервале 0,6—2 см/год, эта температура равна 1193°С, $\sigma = 4$°С, несмотря на то что I изменяется от 1,26 на хребте Мона до 2,11 на Азоро-Гибралтарском поднятии. Исключение составляет Исландия (см. таблицу и рис. 3).

[1] Участки, данные по которым не превышали пяти образцов, не рассматривались.

Расчетные значения температур под рифтовыми системами Мирового океана

N п/п	Название	Координаты	Число точек	Диапазон		Уравнения линий регрессии	T°C при I=0,5
				I = FeO*/MgO	T,°C		
1	Хребет Мона	73—71,8° с.ш.	7	0,95—1,26	1213—1197	T=1258—46·I	1236
	Разлом Ян-Майен	71—70°	—	—	—	—	—
2	Исландский хребет	69,7—66,9°	9	1,24—2,10	1220—1190	T=1258—31·I	1243
	Разлом Тьёрнес	66,5°	—	—	—	—	—
3	Исландия	65—64°	12	0,97—1,62	1254—1212	T=1289—47·I	1266
4	Хребет Рейкьянес	63—54°	11	1,11—2,00	1227—1189	T=1297—55·I	1270
5	Разлом Чарли-Гиббс	52,7—52,3°	18	1,20—1,69	1218—1189	T=1227—14·I	1220
6	Северо-Атлантический хребет	52—49°	6	1,13—1,32	1220—1195	T=1318—91·I	1273
	Разломы	49—48°	—	—	—	—	—
7	Северо-Атлантический хребет	48—43°	17	0,86—1,57	1232—1194	T=1235—21·I	1225
8	Азоро-Гибралтарское поднятие	42,4—38,4°	18	0,98—2,11	1229—1187	T=1259—38·I	1240
	Восточно-Азорская разломная зона	38,0°	—	—	—	—	—
9	Азоро-Гибралтарское поднятие	37—35°	21	0,94—1,50	1222—1195	T=1258—39·I	1239
	Разлом Океанограф	35°	—	—	—	—	—
10	Северо-Атлантический хребет	34,9—32°	11	1,01—1,46	1248—1196	T=1330—89·I	1286
	Разлом Атлантис	30°	—	—	—	—	—
11	Северо-Атлантический хребет	28,9—25°	10	0,98—1,41	1229—1200	T=1299—73·I	1263
	Разлом Кейн	24°	—	—	—	—	—
12	Северо-Атлантический хребет	23—22°	11	1,22—1,64	1210—1192	T=1250—34·I	1233
13	Разлом Вима	11,3—11°	15	1,34—1,74	1208—1187	T=1253—37·I	1234
14	Разлом Вима-Х	09,6°	10	1,43—1,52	1197—1194	T=1217—11·I	1212
15	Разлом Сан-Паулу	0,09—00,3°	16	1,19—2,11	1208—1193	T=1223—14·I	1216
16	Зона разломов	22—23° ю.ш.	7	1,04—1,48	1217—1196	T=1257—38·I	1238
17	Южно-Атлантический хребет	23,5—25° ю.ш.	16	1,14—1,44	1219—1196	T=1316—85·I	1274
18	То же	27—28°	9	1,17—1,42	1218—1197	T=1291—63·I	1260
19	Галапагос	2,4—2,6° с.ш., 95° з.д.	115	1,00—3,63	1232—1147	T=1251—29·I	1237
20	Красноморский рифт	18° с.ш.	7	0,99—1,65	1250—1193	T=1312—72·I	1276
21	Тихий океан	13,2° ю.ш.	14	1,14—2,09	1233—1177	T=1292—55·I	1265
22	Рифт Хуан-де-Фука	44—46° с.ш.	19	1,15—2,27	1232—1178	T=1289—52·I	1263
23	Австрало-Антарктическое поднятие	50° ю.ш., 130—137° в.д.	10	1,17—1,78	1217—1178	T=1276—51·I	1250
24	Хребет Коста-Рика	1,13° с.ш., 83,43' з.д.	63	0,92—1,47	1238—1200	T=1291—63·I	1259
25	Калифорнийский залив	23° с.ш., 109° з.д.	115	1,00—3,63	1232—1147	T=1251—29·I	1237

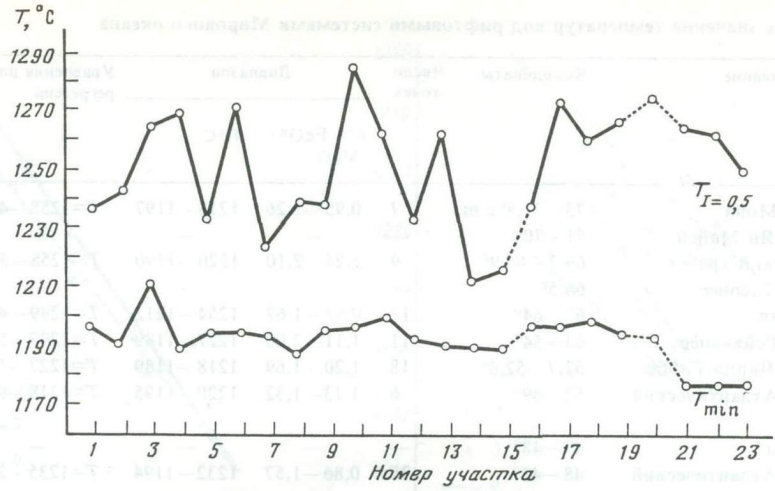


Рис. 3. Температуры магматических очагов для однородных тектонических участков

T_{min} — минимальные полученные температуры; $T_{I=0,5}$ — максимальная температура, рассчитанная по уравнениям регрессии для $I = 0,5$

Для рассмотренных нами районов Тихого океана и восточной части Австрало-Антарктического поднятия, где скорость спрединга изменяется от 3,5 до 5 см/год, минимальная температура равна 1178°С.

Поскольку магматический очаг в рифтовой зоне представляет собой остывающую сверху систему, то минимальная температура является температурой самого верхнего слоя магматического очага. По ее величине можно судить о глубине залегания кровли магматического очага. Тогда ее устойчивость может свидетельствовать об одинаковой глубине верхней границы магматических очагов, а различия в температуре — о разной глубине их расположения под рифтами с разными скоростями раздвижения. Следовательно, и глубина зависит от скорости спрединга.

Расчет температур магматических очагов, вероятно, может быть использован для оценки мощности коры различных рифтовых систем. Например, среди рассмотренных нами рифтовых систем самая низкая температура (1147°С) оказалась в районе Галапагосского рифта, что свидетельствует о близости очага к поверхности. Косвенным подтверждением этому могут служить данные по тепловому потоку. Максимальная величина теплового потока, измеренная в Галапагосском рифте, в несколько раз превышает его максимальные значения в рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), которые, в свою очередь, несколько выше максимальных значений теплового потока на Срединно-Атлантическом хребте.

Из данных, приведенных в работе [3], и наших предварительных расчетов следует, что степень дифференцированности примитивной магмы, поступающей в верхний очаг, приблизительно равна 0,5. Тогда температуру, рассчитанную для $I = 0,5$, можно считать максимальной температурой, с которой мантийное вещество поступает в магматический очаг. Для того чтобы сравнить между собой максимальные температуры, их рассчитали по линиям регрессии для каждого участка при $I = 0,5$. Оказалось, что максимальная температура вдоль рассмотренных хребтов изменяется довольно сильно — от 1212 до 1286°С (см. рис. 3 и таблицу). Она определяется температурой поступающего из глубинных слоев верхней мантии вещества и температурой подстилающей очаг астеносферы. В литературе [6, 9] высказывалось мнение, что магма зарождается на глубине существования шпинелевой фации лерцолита (50—60 км), хотя окончательно этот вопрос не решен. Во всяком случае, мы не располагаем данными о термическом режиме этого

процесса. Что касается температуры окружающей астеносферы, то она зависит как от общей геодинамической, так и от локальной тектонической обстановки.

В пределах Северо-Атлантического хребта, где известно общее направление мантийного потока, нами было детально изучено изменение термического режима рифтовой зоны при переходе ее через крупные трансформные разломы и возвышенности. В работе [10] показано, что восходящий мантийный поток находится под Исландией и вызывает перетекание вещества в астеносфере под гребнем Северо-Атлантического хребта на север и юг от центра потока.

С учетом геодинамики все разломы Северной Атлантики по характеру их влияния на термический режим можно разделить на два типа. К первому типу относятся разломы, которые или не смещают ось рифтовой зоны, или смещают ее не дальше 5-й магнитной аномалии[1] (т.е. на 100—150 км для Северной Атлантики). При переходе через такие разломы (по направлению течения астеносферного потока) температура поступающего в магматический очаг расплава уменьшается на 20—50°С. Это характерно для участков, находящихся после разлома Тьёрнес к северу от Исландии и после разломов 49—48° с.ш., Атлантис и Кейн к югу от Исландии (см. таблицу и рис. 3).

Как видно из таблицы и рис. 3, максимальные ликвидусные температуры стекол, драгированных во всех пяти разломах, значительно ниже, чем аналогичные температуры на прилегающих участках хребта. Это можно объяснить более интенсивным охлаждением мантийного вещества в зонах трансформных разломов в результате приближения поверхности мантии к океаническому дну и проникновения воды, что подтверждается высокими значениями теплового потока в зонах разломов. В этом случае разломы первого типа могут способствовать снижению температуры в астеносферном потоке.

Ко второму типу мы отнесли разломы со значительным сдвигом рифтовой зоны, например разлом Чарли-Гиббс и зону разломов Ян-Майен. При переходе через разломы этого типа температура астеносферного потока не снижается. Можно предположить, что в этом случае на процесс охлаждения накладывается процесс разогрева мантийного вещества за счет "дамбового" эффекта [17] вследствие значительного сдвига оси рифтовой зоны. "Дамбовый" эффект появляется в результате перегораживания расположенной под рифтовой зоной астеносферной призмы боковой поверхностью литосферной плиты, смещенной в этом месте по трансформному разлому (рис. 4). При этом блокируется и рассеивается текущий под хребтом астеносферный поток и к поверхности поднимается более глубинное, а следовательно, и более горячее вещество мантии.

Глубина, с которой происходит подъем вещества, равна мощности литосферы в точке смещения рифтовой оси. Она определяется по формуле $H = a\sqrt{t}$, где H — мощность литосферы (км), t — величина сдвига рифтовой оси (млн лет); коэффициент a равен 7,5 для $t = 0 \div 20$ млн лет и 8,3 для $t = 20 \div 60$ млн лет [8]. Так, для разлома Чарли-Гиббс ($t = 38$ млн лет) $H = 50$ км.

Заметим, что Азоро-Гибралтарское поднятие влияет на термический режим так же, как и разломы второго типа, т.е. приводит к повышению температуры. По-видимому, оно играет роль дамбы на пути астеносферного потока, поскольку имеет под собой кору большой мощности [14], под тяжестью которой прогибается и подстилающая ее литосфера.

Южная Атлантика изучена значительно меньше, чем Северная. Однако если опираться на наши предварительные расчеты, из которых следует, что второй восходящий поток должен находиться под Антарктидой и, следо-

[1] Возраст океанической коры определялся по карте осей палеомагнитных аномалий [5].

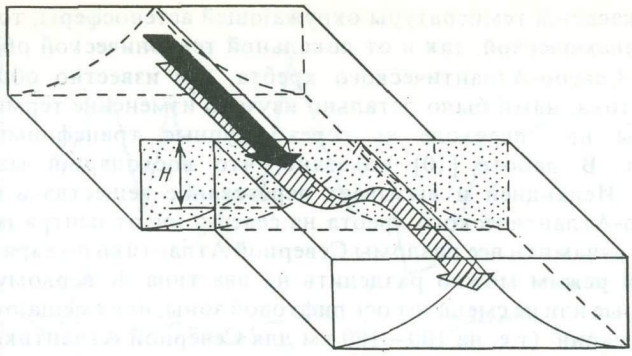


Рис. 4. Влияние трансформного разлома на астеносферный поток
Объяснение в тексте

вательно, переток мантийного вещества под Южно-Атлантическим хребтом происходит с юга на север, то повышение температуры от 28 к 23° ю.ш. (от участка 18 к участку 17) можно также объяснить "дамбовым" эффектом. Здесь роль дамбы играет тектонический комплекс, включающий Южно-Атлантический хребет, возвышенность Риу-Гранди и Китовый хребет.

Данные по хребтам других океанов носят точечный, нерегулярный характер, и восстановить по ним общую геодинамическую обстановку нельзя. Однако если сравнить их с данными по Срединно-Атлантическому хребту, то можно оценить роль факторов, повлиявших на термический режим магматических очагов. Так, линия регрессии и максимальная температура, полученные для Красноморского рифта, близки к расчетным данным для участка 17 (Южно-Атлантический хребет на 23,5—25,0° ю.ш.). Возможное влияние на температуру этого участка крупного тектонического комплекса Риу-Гранди — Китовый хребет мы обсудили выше. По аналогии можно предположить, что окружающие Красное море континентальные плиты создают "дамбовый" эффект, приводящий к довольно высоким температурам.

Для ВТП мы располагали составами стекол для двух точек, находящихся далеко одна от другой (участки 21, 22—13,2° ю.ш. и 44—46,0° с.ш. соответственно). Обращает на себя внимание сходство полученных характеристик между собой и близость их к данным по Исландии. Поскольку восходящий поток находится под Исландией, то общую геодинамическую обстановку этого района определяет только вертикальная составляющая астеносферного потока, а горизонтальная — отсутствует. Тогда для рассмотренных районов Тихого океана можно предположить, что если горизонтальный астеносферный поток под хребтом есть, то роль его незначительна. Иными словами, участки 21, 22 ВТП находятся далеко от центров крупных восходящих потоков.

Особый интерес представляет Австрало-Антарктическое поднятие. По той скорости, с которой Австралия отодвигается от Антарктиды, по данным из работы [12] и по нашим предварительным расчетам, можно предполагать под Антарктидой восходящий конвективный поток. Тогда в районе Австрало-Антарктического поднятия следует ожидать высокотемпературный режим в магматическом очаге, так как поступающее из-под Антарктиды с больших глубин мантийное вещество должно разогревать астеносферу. Об этом свидетельствует тот факт, что и хребет, и абиссальные котловины Австрало-Антарктического поднятия погружены в среднем на 600 м больше, чем в любом другом районе Мирового океана. Однако высокотемпературный режим не наблюдается. Следовательно, имеют место процессы, приводящие к охлаждению подстилающей очаги астеносферы. К ним, в частности, можно отнести

наличие большого количества гор, находящихся на Антарктической плите между 2-й и 6-й магнитными аномалиями. Это видно на батиметрических профилях, пересекающих восточную часть Австрало-Антарктического поднятия, и детально исследовано в работе [7]. Горообразование является следствием развития трещин, пронизывающих литосферную плиту. А обилие трещин может приводить к охлаждению подстилающей астеносферы.

Несмотря на то что обсуждение результатов по всем рассмотренным районам, за исключением северной части Атлантического хребта, носит предположительный характер, можно сделать следующие выводы.

1. По термическому режиму магматических очагов рифтовых зон выделены тектонически однородные участки хребтов, которые заключены между крупными трансформными разломами и возвышенностями.

2. Термический режим магматических очагов зависит как от общей геодинамической обстановки, в частности от направления астеносферного потока под хребтом и близости к восходящему конвективному потоку, так и от локальных тектонических условий: от расположения крупных возвышенностей и трансформных разломов, от степени смещения оси рифтовой зоны по разлому, а также от степени трещиноватости литосферной плиты.

3. Глубина магматических очагов под срединно-океаническими хребтами с одинаковой скоростью спрединга примерно одинакова и обратно пропорциональна скоростям раздвижения хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матвеенков В.В.* и др. Геохимия низкокалиевых толеитов Красного моря // Геохимия. 1983. N 9. С. 1289—1303.
2. *Арискин А.А., Френкель М.Я.* Моделирование фракционной кристаллизации основных силикатных расплавов на ЭВМ // Геохимия. 1982. N 3. С. 338—356.
3. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* и др. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.; Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 147—154.
4. *Дмитриев Л.В., Харин Г.С., Сущевская Н.М., Запунный С.А.* Базальты Южной Атлантики // Геохимия. 1984. N 10. С. 1400—1406.
5. *Карасик А.М., Сочеванова И.А.* Оси палеомагнитных аномалий на акватории Мирового океана // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 205—212.
6. *Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панккерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. С. 414.
7. *Кузьмич И.А.* Особенности строения рельефа в Австрало-Антарктическом секторе Индийского океана // Океанология. 1984. Вып. 4. С. 649—654.
8. *Лукашевич И.П., Приставакина Е.И.* Плотностная модель верхней мантии под океанами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 2. С. 103—107.
9. *Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилоян Г.О., Бабинский А.Д.* Первичные магмы серий океанических толеитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 8. С. 5—20.
10. *Сорохтин О.Г., Лукашевич И.П.* Динамическая природа гравитационной аномалии Северной Атлантики // Океанология. 1984. N 3. С. 470—476.
11. *Anderson R.N., Spariosu D.J., Weissel J.K., Hayes D.E.* The interrelation between variations in magnetic anomaly amplitudes and basalt magnetization and chemistry along the southeast Indian Ridge // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N B7. P. 3883—3898.
12. *Chase C.G., Sprowl D.R.* The modern geoid and ancient plate boundaries // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62. P. 314—320.
13. *Fisk M.R., Schilling J.G., Sigurdsson H.* An experimental investigation of Iceland and Reykjanes Ridge Tholeiites // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74. P. 361—374.
14. *Melson W.G., Byerly G.R., Nelen J.A.* A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses // Contribs Earth Sci. 1977. Vol. 19. P. 31—60.
15. *Nafe J.E., Drake C.L.* Floor of the North Atlantic: Summary of geophysical data // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1969. N 12. P. 59—68.
16. *Sigurdsson H.* First-order major element variation in basalt glasses from the Mid-Atlantic Ridge: 29°N to 73°N // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 86, N B-10. P. 9483—9502.
17. *Vogt P.R., Jonson C.I.* Transform faults and longitudinal flow below the midoceanic ridge // Ibid. 1975. Vol. 80, N 11. P. 1399—1428.

УДК 552.3

Ю.А. БАЛАШОВ, С.Ф. КАРПЕНКО, Н.М. СУЩЕВСКАЯ,
Л.В. ДМИТРИЕВ, А.В. ЛЯЛИКОВ

ЛАТЕРАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПО ИЗОТОПНЫМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Как известно, представления о неоднородности верхней мантии тесно связаны с изучением геохимических и изотопных особенностей базальтов океанического дна и островов. В 1964 г. впервые были опубликованы данные по составу редкоземельных элементов (РЗЭ) толеитов срединно-океанических хребтов [12]. В этих породах был обнаружен отчетливый дефицит легких лантаноидов, позволивший говорить о выплавлении толеитов из зоны верхней мантии, обедненной этими элементами сравнительно со средним составом РЗЭ хондритов, отождествляемым со средним составом РЗЭ мантии. В том же году при изучении изотопного состава Sr и Pb ряда океанических островов Атлантического океана были установлены значительные вариации изотопных отношений обоих элементов [15], что привело к представлениям об изотопной неоднородности мантии под океанами. В последующие десятилетия получены обширные данные, подтверждающие существование изотопно-геохимической неоднородности верхней мантии. Обобщение этой инфорамации, дополненной новыми данными авторов, и составляет содержание настоящей статьи.

Суждение о литосферной части верхней мантии под океанами базируется на изучении ультраосновных пород, обнажающихся в зонах трансформных разломов и в приподнятых блоках офиолитовых комплексов, а также перидотитовых включений, выносимых с разных уровней мантии щелочными магмами океанических островов. На рис. 1 представлены изотопные данные для Sr и Nd ультраосновных пород современных и более древних океанических областей [16, 18, 22, 23]. Последние относятся к офиолитовым комплексам с возрастом 100—500 млн лет.

Изотопные данные по Sr и Nd для ультраосновных пород сопоставлены с полями вариаций изотопных параметров этих элементов в океанических толеитах, приведенных на рис. 2[1]. Как видно на рисунке, величины ε_{Sr} и ε_{Nd}, отражающие вариации изотопных отношений Sr и Nd в толеитах дна и островов, образуют вытянутое поле обратной корреляции между ε_{Sr} и ε_{Nd}, которое принято называть полем мантийной корреляции (ПМК). Ранее ПМК было построено по данным для толеитов и щелочных базальтов дна и островов [11]. Однако впоследствии выяснилось, что некоторые щелочные базальты островов (Святой Елены, Самоа и др.) отклоняются от этой последовательности [21 и др.]. Поэтому в настоящей работе ПМК оценено лишь по данным для толеитов.

На основании рис. 1 можно сделать заключение, что большинство точек, показывающих соотношение параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} в перидотитах, попадает в ПМК независимо от возраста пород. Однако некоторые точки офиолитовых комплексов отклоняются вправо от ПМК. Повышенное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в таких офиолитах, скорее всего, связано с вторичным привносом радиогенного Sr из морской воды. Таким образом, если исключить этот эффект, изотопные характеристики ультраосновных пород океанических областей соответствуют ПМК. При этом часть ультрабазитов по изотопным параметрам тождественна базальтам срединно-океанических хребтов, а в других фикси-

[1] При построении рис. 2 и последующих использована обширная опубликованная информация по изотопным и элементным соотношениям, полный обзор которой приведен в работе [1].

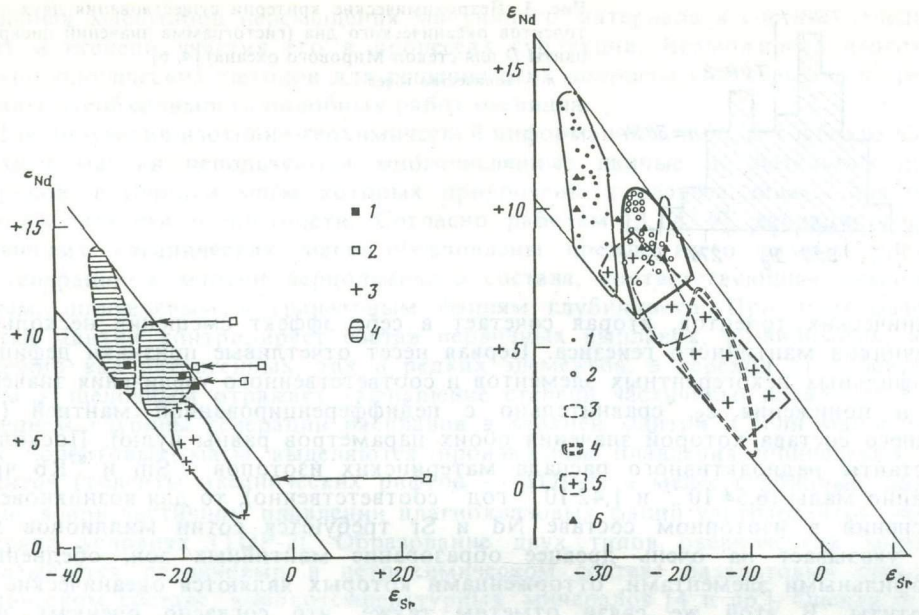


Рис. 1. Вариации величин ε_{Sr} и ε_{Nd} в ультраосновных породах литосферной части океанической мантии [16, 18, 22, 23]

Офиолитовые комплексы: *1* — с изотопными параметрами, соответствующими толеитами океанического дна, *2* — с измененным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (стрелками показана степень отклонения величин ε_{Sr} от ПМК); *3* — ультраосновные породы о-ва Сан-Паулу; *4* — поля двух типов толеитов океанического дна

Рис. 2. Соотношение величин ε_{Sr} и ε_{Nd} в толеитах дна и островов океанов [1]

1 — низкорубидиевые толеиты срединно-океанических хребтов; *2* — высокорубидиевые толеиты тех же хребтов; *3* — Исландия; *4* — Гавайские острова; *5* — Фарерские острова; *6* — толеиты внутридуговых бассейнов

руется резкое смещение в сторону понижения параметра ε_{Nd} и повышения ε_{Sr}. Последнее характерно для пород о-ва Сан-Паулу. В перидотитах этого острова, кроме изотопных аномалий, ранее было обнаружено резкое обогащение легкими лантаноидами [13].

Изотопные и геохимические данные для пород о-ва Сан-Паулу указывают на существование каких-то процессов, протекавших в верхней мантии и приводивших к нарушению первичных изотопных и геохимических характеристик ультраосновных пород. Дополнительным критерием этого могут служить чрезвычайно высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0,7227) в некоторых ультраосновных породах, драгированных в области Срединно-Атлантического хребта [8]. Подобные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ превышают известные величины этого отношения в морской воде. Одним из наиболее вероятных процессов, способных привести к изменению изотопных и геохимических параметров ультрабазитов, является мантийный метасоматоз — в рассматриваемом случае флюидный перенос элементов из астеносферы, подстилающей литосферу, в литосферную часть мантии.

Изучение этого процесса для областей океанической мантии только начинается. Постановка и дальнейшее расширение работ в этом плане представляются чрезвычайно перспективными не только для установления масштабов перераспределения вещества мантии под океанами, но и для оценки его значения в океаническом рудогенезе.

Итак, существующие данные для океанических ультраосновных пород позволяют выделить две генетические группы этих пород, первая из которых имеет относительно постоянные изотопные параметры, сходные с таковыми

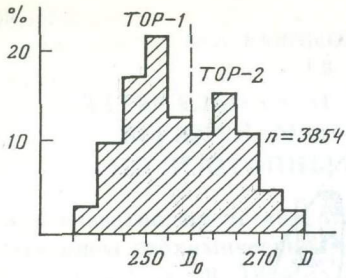


Рис. 3. Петрохимические критерии существования двух типов толеитов океанического дна (гистограмма значений дискриминанты D для стекол Мирового океана) [4, 6]
n — количество точек

океанических толеитов, вторая сочетает в себе эффект смешения нескольких источников мантийного генезиса. Первая несет отчетливые признаки дефицита литофильных некогерентных элементов и соответственного увеличения значений ε_{Nd} и понижения ε_{Sr} сравнительно с недифференцированной мантией (для среднего состава которой значения обоих параметров равны нулю). Поскольку константы радиоактивного распада материнских изотопов ^{147}Sm и ^{87}Rb чрезвычайно малы ($6{,}54 \cdot 10^{-12}$ и $1{,}42 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$ соответственно), то для возникновения изменений в изотопном составе Nd и Sr требуются сотни миллионов лет. Это указывает на очень древнее образование мантийных зон, обедненных литофильными элементами, отторженцами которых являются океанические перидотиты. В этой же связи отметим также, что согласно оценкам, приведенным в работе [23], время метасоматических событий, приведших к накоплению РЗЭ и других элементов в ультраосновных породах о-ва Сан-Паулу, соответствует 150—350 млн лет. Это свидетельствует о существовании мантийного блока весьма древнего возраста в центральной части Срединно-Атлантического хребта, сложенного в основном палеогеновыми—четвертичными толеитовыми лавами. Проблема идентификации останцов древней литосферной части верхней мантии в пределах океанических областей имеет самостоятельное значение для дальнейшей разработки теории тектоники плит, установления

Изотопные составы $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стеклах Мирового океана

Образец	Океан	Координаты	Судно, рейс
1351-1	Атлантический	72° с.ш., 33° з.д.	"Академик Курчатов", 10
444-ДIII	"	40°41,3′ с.ш., 29°13′ з.д.	То же, 6
418а-43-1	"	25°02′ с.ш., 68°03′ з.д.	"Гломар Челленджер", 51—53
513а-36-3-124-127	"	41°35′ ю.ш., 24°38′ з.д.	То же, 71
Т-831/1	"	21°03′ ю.ш., 11°35,13′ з.д.	"Профессор Штокман", 7
838/1-Г	"	25°09′ ю.ш., 13°43′ з.д.	То же
839/1-В	"	24°56′ ю.ш., 13°52′ з.д.	"
2173/44	Индийский	5° с.ш., 62°11′ в.д.	"Академик Вернадский", 19
442-14-1-85	Филиппинское море	28°59′ с.ш., 136°03,43′ в.д.	"Гломар Челленджер", 58

реальных масштабов перемещения мантийного материала в составе отдельных плит и степени участия его в процессах субдукции. Возможности изотопных геохронологических методов для решения этих вопросов еще серьезно не реализованы. Необходимость подобных работ очевидна.

Для получения изотопно-геохимической информации для более глубоких частей верхней мантии используются многочисленные данные по базальтам дна и островов, источники магм которых приурочены к разным зонам слоя пониженной вязкости и плотности. Согласно работам [3, 4, 9], вариации состава первичных океанических магм обусловлены прежде всего разным уровнем их генерации в мантии лерцолитового состава, соответствующим плагиоклазовым, шпинелевым и гранатовым фациям глубинности. При этом фазовый состав мантии контролирует состав первичных выплавок, по-видимому, в отношении как петрогенных, так и редких элементов, а переход от толеитовых магм к щелочным отражает уменьшение степени частичного плавления с увеличением глубины генерации расплавов в верхней мантии. Среди малоглубинных толеитовых магм выделяются производные плавления шпинелевых лерцолитов (толеиты океанических рифтов — ТОР-1) и менее глубинные, образующиеся при частичном плавлении плагиоклазовых фаций ультрабазитов мантии в сухих условиях (ТОР-2). Образование двух типов океанических толеитов доказывается различиями в петрохимическом составе базальтовых стекол и химическом составе высокотемпературных минералов [4 и др.]. Оценка петрохимических различий стекол может быть проведена по эмпирической дискриминантной функции [20], имеющей вид $D = 16{,}19\ TiO_2 - 32{,}94\ K_2O + 2{,}93\ MgO + 16{,}53\ Na_2O + 1{,}45\ CaO - 1{,}46\ FeO + 0{,}92\ Al_2O_3 + 13{,}114\ SiO_2$. Гистограмма значений D (рис. 3) подтверждает существование океанических стекол двух типов, для которых отмечается также четкое различие в распространенности. Так, в Мировом океане обычно толеитовые стекла ТОР-2 приурочены к центральной (экваториальной) зоне, а ТОР-1 — к периферическим частям.

Параллельно с петрологическими и петрохимическими работами в последнее десятилетие выполнены обширные исследования изотопных характеристик океани-

Место взятия образца	Возраст, млн лет	Петрохимический тип	Базальты	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Срединно-Атлантический хребет	<1	ТОР-1	Оливиновые	0,70283±15
То же	<1	ТОР-1	Плагиоклазовые	0,70310±20
Бермудское поднятие	100–120	ТОР-1	"	0,70349±13
Западный фланг Срединно-Атлантического хребта	37,5	ТОР-1	Оливин-плагиоклазовые	0,70367±34
Рифтовая долина	<1	ТОР-2	Оливиновые	0,70231±30
Западный склон рифтовой долины	<1	ТОР-2	Афировые	0,70256±10
Северный борт трансформного разлома	<1	ТОР-2	Плагиоклазовые	0,70231±12
Аравийско-Индийский хребет	<1	ТОР-2	Афировые	0,70268±9
Впадина Шикоку	18–21	ТОР-2	"	0,70221±31

ческих базальтов. По соотношению Rb/Sr среди океанических толеитов выделяются низко- и высокорубидиевые разности, в которых соответственно отмечаются пониженные и повышенные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Оба типа толеитов имеют достаточно устойчивые слабо варьирующие величины параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} (см. рис. 2), отражающие выплавление базальтовых магм из зон мантии, в разной степени утративших некогерентные литофильные элементы. Толеиты островов в своей массе либо тождественны по изотопным параметрам высокорубидиевым толеитам океанического дна, либо имеют значения ε_{Nd} и ε_{Sr}, сильно варьирующие главным образом в сторону понижения ε_{Nd} и роста ε_{Sr}.

Сопоставление районов распространения толеитов ТОР-1 и ТОР-2 и высоко- и низкорубидиевых разностей показало, что в подавляющем большинстве случаев ТОР-1 тождественны высокорубидиевым, ТОР-2 — низкорубидиевым толеитам. Последние, как было показано [1], приурочены к центральной части Атлантического океана, что подтверждается также дополнительным исследованием изотопных отношений Sr в стеклах, проведенных авторами (см. таблицу).

Так как отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитах океанического дна может быть изменено при гальмиролизе в сторону увеличения под влиянием привноса более радиогенного Sr морской воды [5, 20, 25], то при систематизации опубликованных данных по изотопам Sr далеко не всегда можно установить различие в величинах отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ между ТОР-1 и ТОР-2, и поэтому на гистограмме значений этого отношения фиксируется значительное перекрытие (*рис. 4,а*). Вместе с тем доказано [25], что при использовании жесткого кислотного выщелачивания для обработки порошков или мелкодробленых зерен толеитов удается удалить привнесенный морской Sr и в остатках от выщелачивания в большинстве случаев восстанавливаются первичные изотопные отношения Sr. Гистограмма изотопных отношений Sr для толеитов и их стекол, предварительно таким образом обработанных, показывает уже более четкое разделение ТОР-1 и ТОР-2 по величинам $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 4,*б*) с границей между ними 0,7027—0,7028, которая принята и для идентификации высоко- и низкорубидиевых толеитов в целом (и для случаев, когда петрохимические данные для толеитов отсутствуют или по ним нельзя провести разграничение на ТОР-1 и ТОР-2).

Как уже отмечалось, в петрологическом отношении ТОР-1 и ТОР-2 соответствуют первичным выплавкам с разных глубин верхней мантии. Поэтому наблюдаемое различие в изотопных и геохимических характеристиках элементов в обоих типах толеитов можно, по-видимому, рассматривать как признак вертикальной изотопно-геохимической зональности в верхней мантии. Это также подтверждается существованием отдельных районов в северной части Атлантики (острова Фарерские, Кейп-Дайер, Баффинова Земля и др.), где толеиты обоих типов, судя по изотопным данным для Sr и Nd, совмещены, слагают разрезы стратиграфически единых эффузивных толщ [14, 19] (см. рис. 2).

Помимо Sr и Nd, другие изотопные системы обнаруживают различие для рассматриваемых толеитов. Так, на рис. 5 показаны вариации изотопов Pb [10, 14 и др.]: для ТОР-2 характерен менее радиогенный Pb, чем для ТОР-1, но в целом оба типа толеитов образуют единый тренд, по сравнению с которым некоторые толеиты внутридуговых бассейнов и островов обнаруживают определенные аномальные отклонения (относительное обогащение либо ^{207}Pb, либо ^{208}Pb). В ряде случаев отмеченные аномалии относятся к районам, где фиксируются значительные вариации изотопных параметров ε_{Sr} и ε_{Nd}. Это может рассматриваться как следствие вертикальной зональности, а также как результат мантийного метасоматоза. Толеиты ТОР-1

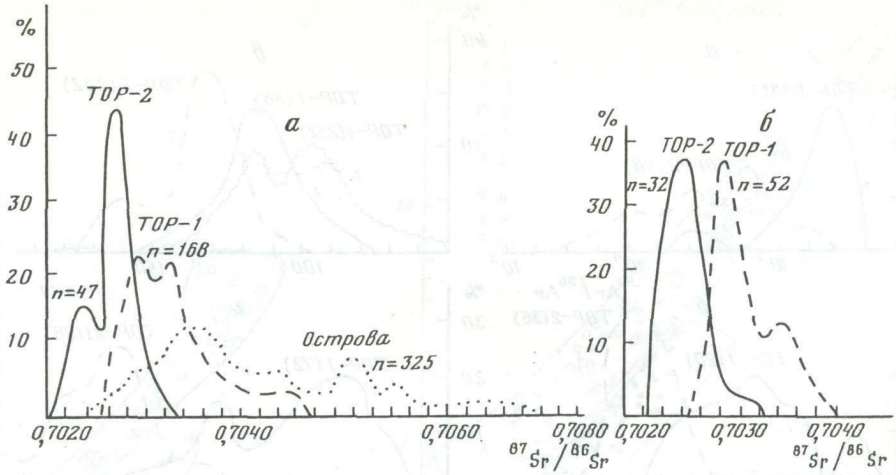


Рис. 4. График встречаемости низко- и высокорубидиевых толеитов океанического дна и островов
а — опубликованные данные по величинам $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитах и стеклах; *б* — только образцы стекол и толеитов, подвергнутых обработке в условиях жесткого кислотного выщелачивания по методу [20, 21]. *n* — количество точек

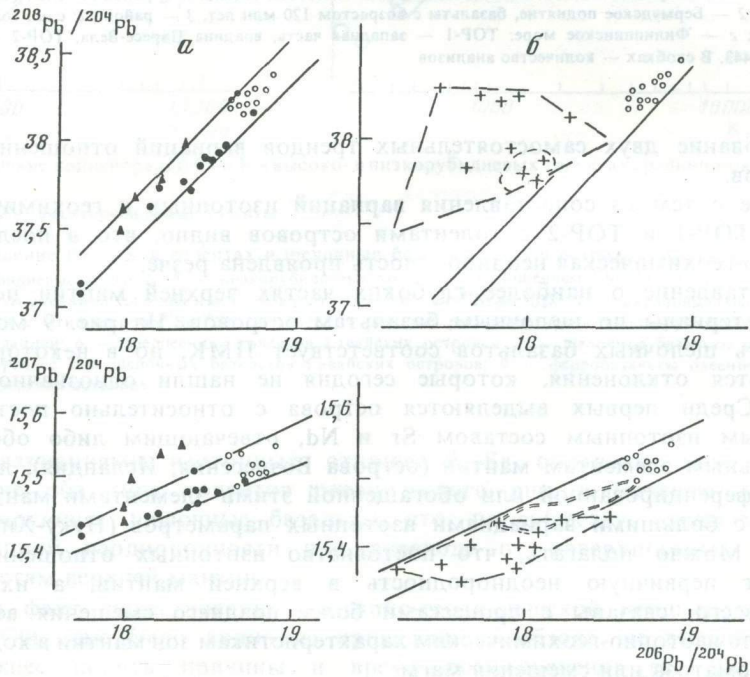


Рис. 5. Соотношение изотопов Pb в толеитах дна (*а*) и островов (*б*) [1]
Условные обозначения см. на рис. 2

и ТОР-2 различаются по концентрации ^4He, по соотношению изотопов Sr, по содержанию Sr, соотношению Cs/K и Rb/K (рис. 6—8). Отмечается также более значительная вариация состава РЗЭ в ТОР-1. Часть этих признаков объясняется разной глубиной генерации магм: например, пониженная концентрация He, колебания состава РЗЭ в ТОР-1 — результат более длительного подъема магм по сравнению с менее глубинными ТОР-2. Другие признаки, скорее всего, отражают различие в самих мантийных источниках —

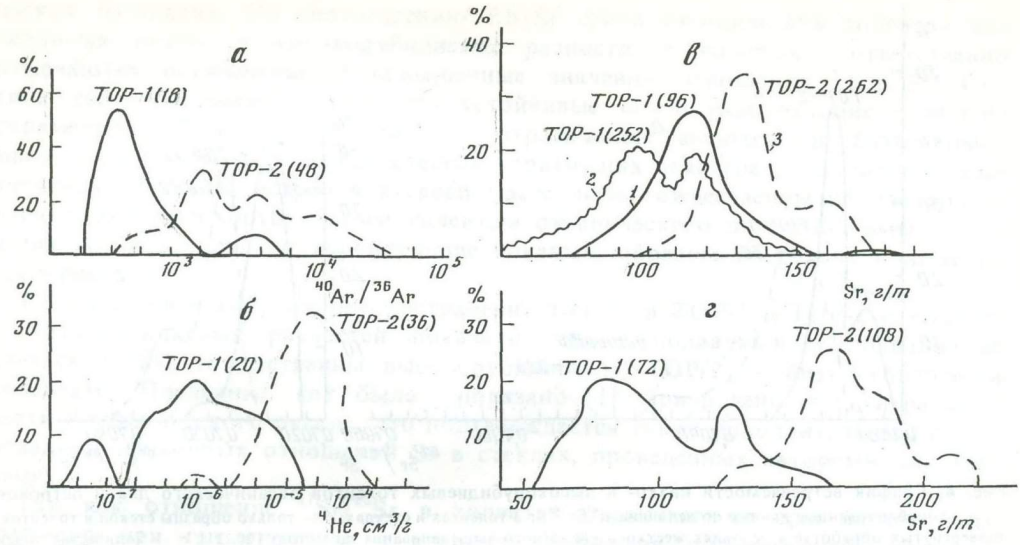


Рис. 6. Вариации распределения некоторых редких газов и Sr в толеитах ТОР-1 и ТОР-2

а, б — стекла Мирового океана; *в* — базальты Атлантического океана: *1* — район 36° с.ш., толеиты с возрастом 14 млн лет, *2* — Бермудское поднятие, базальты с возрастом 120 млн лет, *3* — район 22° с.ш., толеиты с возрастом 14 млн лет; *г* — Филиппинское море: ТОР-1 — западная часть, впадина Парасе-Вела, ТОР-2 — район Шикоку, скв. 442а и 443. В скобках — количество анализов

существование двух самостоятельных трендов вариаций отношений щелочных элементов.

Вместе с тем из сопоставления вариаций изотопных и геохимических параметров ТОР-1 и ТОР-2 с толеитами островов видно, что в последних часто изотопно-геохимическая неоднородность проявлена резче.

Представление о наиболее глубоких частях верхней мантии под океанами дают материалы по щелочным базальтам островов. На рис. 9 можно видеть, что часть щелочных базальтов соответствует ПМК, но в некоторых районах отмечаются отклонения, которые сегодня не нашли однозначной интерпретации. Среди первых выделяются острова с относительно постоянным, но различным изотопным составом Sr и Nd, отвечающим либо обедненной по литофильным элементам мантии (острова Вознесения, Исландия), либо близкой к недифференцированной или обогащенной этими элементами мантии, а также острова с большими вариациями изотопных параметров (Нуку-Хива, Кергелен и др.). Можно полагать, что постоянство изотопных отношений Sr и Nd отражает первичную неоднородность в верхней мантии, а их колебания, скорее всего, связаны с процессами более позднего смешения вещества различных по изотопно-геохимическим характеристикам зон мантии в ходе мантийного метасоматоза или смешения магм.

По отношению к толеитам в целом изотопные параметры щелочных базальтов смещены на диаграмме (см. рис. 9) в сторону менее истощенных литофильными элементами зон мантии. Если взять за основу сопоставления степени вариаций изотопных отношений ε_{Sr} (и ε_{Nd}) величину $\Delta\varepsilon_{Sr} = \varepsilon_{Sr}^{max} - \varepsilon_{Sr}^{min}$, то можно оценить изменение изотопных характеристик в верхней мантии в вертикальном разрезе. Самые верхние части (литосферная зона мантии) имеют значение $\Delta\varepsilon_{Sr} = 15 \div 20$; в зоне плагиоклазовых фаций лерцолитов, генерирующих ТОР-2, величина $\Delta\varepsilon_{Sr} = 10 \div 15$, то же отмечается и для шпинелевой фации, генерирующей ТОР-1 ($\Delta\varepsilon_{Sr} = 10 \div 17$); в толеитах островов $\Delta\varepsilon_{Sr}$ достигает 25—30, а в щелочных базальтах — 50—60. Таким образом, мини-

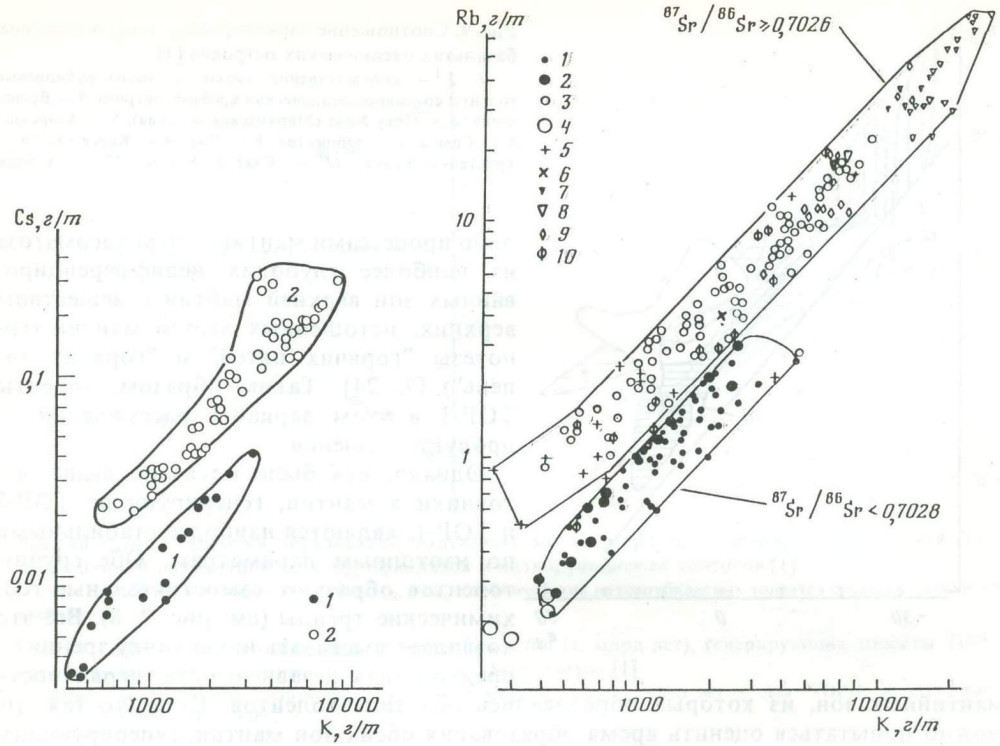


Рис. 7. Соотношение концентраций Cs и K в высоко- и низкорубидиевых толеитах срединно-океанических хребтов [1]

1 — низко- и *2* — высокорубидиевые толеиты

Рис. 8. Соотношение Rb и K в толеитах и щелочных базальтах дна и островов Мирового океана [1]

1 — низкорубидиевые толеиты; *2* — низкорубидиевые толеиты с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}7028$; *3* — высокорубидиевые толеиты океанического дна и островов с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0{,}7028$; *4* — пикритовые (магнезиальные) разности толеитов с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0{,}7028$ из районов распространения высокорубидиевых толеитов; *5* — толеиты Исландии; *6* — среднее для толеитов Гавайских островов; *7* — щелочные базальты океанических островов; *8* — среднее для щелочных базальтов Гавайских островов; *9* — ферробазальты океанического дна; *10* — толеиты Фарерских островов

мальными вариациями изотопных отношений Sr обладают зоны мантии, генерирующие оба типа толеитов океанического дна, а максимальными — зоны, генерирующие щелочные базальты, что, по существу, отражает увеличение изотопной неоднородности при переходе от поверхностных к более глубоким частям верхней мантии.

Итак, сам факт существования изотопно-геохимической неоднородности в верхней мантии, как было видно из приведенного обзора, не вызывает сомнений. Сложнее понять причины и время возникновения ее. Достаточно очевидно, что возникновение зоны или зон, обедненных литофильными элементами, в верхней мантии связано с процессами удаления части мантийного вещества, по-видимому, в ходе выплавления где-то на ранних стадиях формирования коры, предположительно в архее [2, 17]. Противоположная позиция на этот счет — возникновение представлений о формировании резко обедненного слоя в верхних частях мантии, отождествляемого с зонами, генерирующими толеиты ТОР-2. Все промежуточные варианты изотопных отношений между изотопными параметрами ТОР-2 и недифференцированной мантией обусловлены смешением вещества двух контрастных по изотопно-геохимическим характеристикам частей мантии, либо выносом глубинных расплавов,

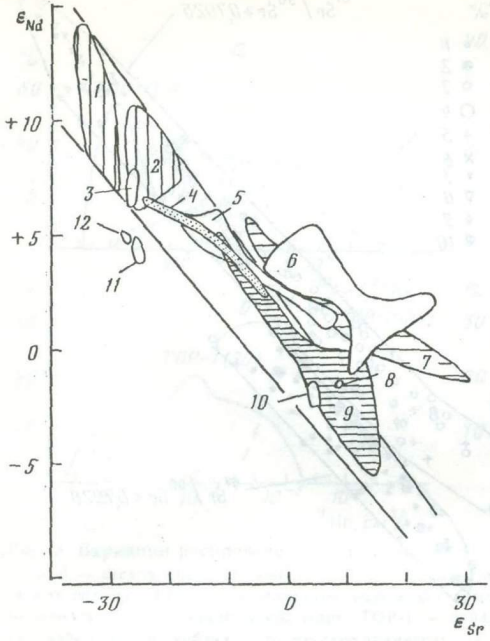


Рис. 9. Соотношение параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} в щелочных базальтах океанических островов [1]

1, 2 — соответственно низко- и высокорубидиевые толеиты срединно-океанических хребтов; острова: 3 — Вознесения, 4 — Нуку-Хива (Маркизские острова), 5 — Азорские, 6 — Самоа; 7 — Общества, 8 — Гоф, 9 — Каргелен, 10 — Тристан-да-Кунья, 11 — Святой Елены, 12 — Тубуаи

либо процессами мантийного метасоматоза из наиболее глубоких недифференцированных зон верхней мантии с веществом верхних, истощенных частей мантии (гипотезы "горячих пятен" и "горячих капель") [7, 24]. Таким образом, толеиты ТОР-1 в этом варианте рассуждений — продукт смешения.

Однако, как было показано выше, источники в мантии, генерирующие ТОР-2 и ТОР-1, являются наиболее стабильными по изотопным параметрам. Обе группы толеитов образуют самостоятельные геохимические тренды (см. рис. 7, 8). Все это позволяет высказать иную точку зрения — предполагать независимость, первичность мантийных зон, из которых образовались оба типа толеитов. Если это так, то можно попытаться оценить время образования обеих зон мантии, генерирующих толеиты.

Один из первых таких расчетов приведен в работе [16], в которой сопоставлены изотопные характеристики Nd в офиолитах и толеитах ТОР-2 и получен средний возраст мантийных зон для ТОР-2 по одностадийной модели около 1,8 млрд лет. На рис. 10 показан графический метод оценки времени дифференциации однородного мантийного резервуара с формированием участков в верхней мантии, имеющих геохимические параметры, отвечающие источникам океанических толеитов ТОР-2. Время 1,9—2 млрд лет, полученное независимо по изотопным данным для Sr и Nd, согласуется с предыдущей оценкой.

К этой задаче можно подойти иным путем, используя геохимические различия и контрастность изотопных параметров двух типов толеитов: в среднем низкорубидиевые толеиты (ТОР-2) имеют отношение Rb/Sr = 0,008 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0,7026, а для высокорубидиевых (ТОР-1) отмечается Rb/Sr = 0,043÷0,044 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7031÷0,7032 (см. рис. 6, а также [16, 23]). Для оценки возраста формирования мантийных зон, генерировавших впоследствии оба типа толеитов, необходимо знать отношение Rb/Sr в породах этих зон. Его можно рассчитать по величинам отношения Rb/Sr самих толеитов, если будет известна степень изменения этого отношения относительно исходных мантийных источников. Как было показано в работе [2], в толеитах отношение Rb/Sr возрастает в 2—2,2 раза по сравнению с исходным в мантийных зонах. Таким образом, используя константу радиоактивного распада Rb, известные отношения изотопов Sr и отношения Rb/Sr мантийных зон (соответственно для ТОР-2 около 0,004 и для ТОР-1 около 0,02), можно построить линии роста от современного значения до пересечения со среднемантийным значением I_{UR}. На рис. 11 показаны результаты такого расчета для одностадийной модели: для мантийных зон, генерирующих ТОР-2, получено значение 1,8±0,2 млрд лет, для мантийных зон, с которыми связано

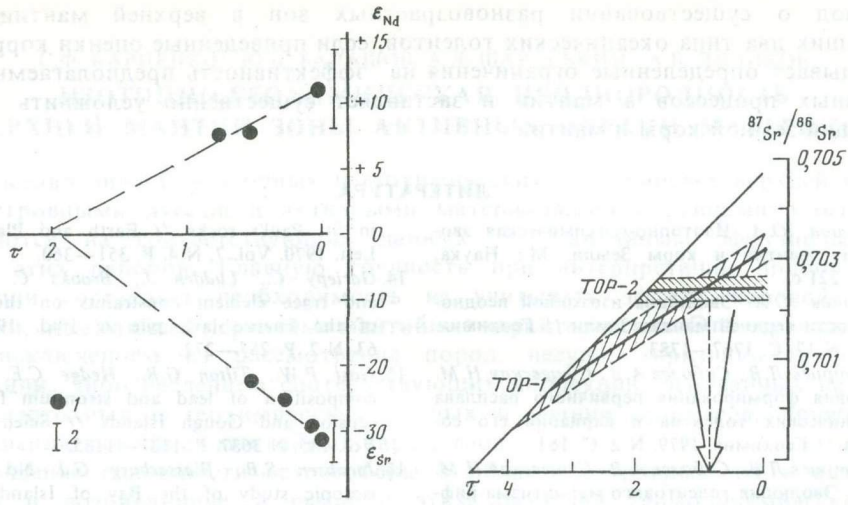


Рис. 10. Оценка времени образования мантийных зон (τ, млрд лет), генерирующих толеиты ТОР-2, по величинам параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} офиолитов и низкорубидиевых толеитов [1]

1 — офиолиты; *2* — вариации величин ε_{Sr} и ε_{Nd} в кайнозойских низкорубидиевых толеитах срединно-океанических хребтов

Рис. 11. Оценка времени образования мантийных зон (τ, млрд лет), генерирующих толеиты ТОР-1 и ТОР-2, по величинам отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ толеитов [1]

Время формирования мантийных зон: с возрастом 3,5±0,5 млрд лет — для ТОР-1 и с возрастом 1,8±0,2 млрд лет — для ТОР-2

образование ТОР-1, — 3,5±0,5 млрд лет, если учитывать пределы вариаций значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в обоих типах толеитов.

Прежде всего отметим, что приведенные расчеты подтверждают, что мантийные зоны, генерирующие ТОР-1, сформировались действительно в глубоком архее. Базальты ТОР-1 являются наиболее распространенным типом толеитов океанического дна. По изотопным характеристикам к ним близки также толеитовые и щелочноземельные серии примитивных островных дуг, образование мантийных источников которых также оценивается интервалом времени 3—4 млрд лет [1]. Таким образом, вероятно, на примере ТОР-1 мы имеем дело с наиболее широко проявленным типом мантийного магматизма из зон мантии, частично утративших литофильные элементы в архее.

В этой связи случаи значительных вариаций изотопных параметров в некоторых типах толеитов островов, очевидно, следует рассматривать с иных позиций — как результат более позднего смешения вещества контрастного состава.

Модельный расчет времени образования мантийных источников для ТОР-2 вызывает, однако, некоторые сомнения, поскольку использование одностадийной модели вряд ли оправданно. Противоречие состоит в том, что при формировании резко обедненной литофильными элементами зоны мантии трудно представить процесс, который мог бы приводить к столь полному удалению литофильных элементов из недифференцированной мантии. Скорее всего, образование мантийных зон, генерирующих ТОР-2, — многоступенчатый процесс. В частности, можно предполагать, что эти зоны формировались из ранее образованных участков верхней мантии, соответствующих ТОР-1. В этом случае возраст формирования резко истощенных зон будет существенно моложе, предположительно соответствовать пересечению линий роста источников ТОР-1 и ТОР-2 на диаграмме (рис. 11, показано стрелкой), — около 0,9—0,8 млрд лет.

Вывод о существовании разновозрастных зон в верхней мантии, генерирующих два типа океанических толеитов, если приведенные оценки корректны, накладывает определенные ограничения на эффективность предполагаемых конвективных процессов в мантии и заставляет существенно усложнить модели эволюции земной коры и мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
2. *Балашов Ю.А.* Эволюция изотопной неоднородности верхней мантии Земли // Геохимия. 1979. N 12. С. 1767—1783.
3. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. N 2. С. 163.
4. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* и др. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 147—154.
5. *Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А.* и др. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. N 7. С. 958—970.
6. *Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В.* Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 6. С. 1475—1477.
7. *Allegre C.J., Hamelin B., Dupre B.* Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 71, N 1. P. 71—84.
8. *Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1971. Vol. 268, N 1192. P. 385—402.
9. *Bryan W.B., Thompson G., Frey F.A., Dickey J.S.* Inferred geologic and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4285—4304.
10. *Cohen R.S., O'Nions R.K.* Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1962. Vol. 61, N 1. P. 73—84.
11. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3, N 12. P. 743—746.
12. *Frey F.A., Haskin L.A.* Rare earths in oceanic basalts // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69. P. 775—779.
13. *Frey F.A.* Rare earth and potassium abundances in St. Paul's rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 7, N 4. P. 351—360.
14. *Gariepy C., Ludden J., Brooks C.* Isotopic and trace element constraints on the genesis of the Faeroe lava pile // Ibid. 1983. Vol. 63, N 2. P. 257—272.
15. *Gast P.W., Tilton G.R., Hedge C.E.* Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands // Science. 1964. Vol. 145, N 3637. P. 1181—1185.
16. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of source of Mid-Oceanic Ridge basalts // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84, N B13. P. 7429—7445.
17. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* The mean age of mantle and crustal reservoirs // Ibid. P. 7411—7427.
18. *Lawrence E.R., Wasserburg G.J.*Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systematics of the Kempersai ultramafic complex, South Ural MTS, USSR // 7th Intern. Geol. Conv. Vol. 5. Sec. 10, 11. M.: Наука, 1984. С. 256—257.
19. *O'Nions R.K., Clarke D.B.* Comparative trace element geochemistry of Tertiary basalts from Baffin Bay // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 15, N 4. P. 436—446.
20. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* Sr isotope and rare earth elements geochemistry of DSDP leg 37 basalts // Ibid. 1976. Vol. 31, N 2. P. 255—261.
21. *O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.* Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in oceanic basalts // Ibid. 1977. Vol. 31, N 2. P. 255—261.
22. *Richard P., Allegre C.J.* Neodymium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis // Ibid. 1980. Vol. 47, N 1. P. 65—74.
23. *Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G.* Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // Contribs Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 85, N 4. P. 376—360.
24. *Schilling J.G.* Iceland mantle plume: geochemical study of the Reykianes ridge // Nature. 1973. Vol. 242. P. 565—571.
25. *Verma S.P.* Strontium and neodimium isotope geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and Gulf of California // Isotope Geosci. 1983. Vol. 1, N 4. P. 339—356.

УДК 552.3

С.Ф. КАРПЕНКО, Ю.А. БАЛАШОВ, А.Я. ШАРАСЬКИН, А.В. ЛЯЛИКОВ

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗОНЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН МАТЕРИКОВ

Представления об изотопных и геохимических особенностях верхней мантии под островными дугами и активными материковыми окраинами в основном базируются на соответствующих данных по мантийным эффузивным породам этих районов. Главную трудность при интерпретации подобной информации составляет необходимость не учитывать эффект коровой контаминации, искажающей первичные мантийные характеристики. Это осуществляется либо исключением из рассмотрения пород, несущих признаки такой контаминации, либо введением соответствующих коррекций, основанных на комплексе изотопных и геохимических данных и знании процессов, приводящих к нарушению исходных мантийных параметров.

Нарушение сплошности астеносферы в области островных дуг и активных окраин и возникающие в связи с этим различия термодинамических характеристик по обе стороны от сейсмофокальной зоны Беньофа создают разнообразие условий для генерации мантийных магм. Существование в этих районах различных петрохимических серий, включая толеиты и щелочные базальты, указывает на значительный диапазон глубин зарождения очагов, что позволяет проследить вариации изотопных и геохимических параметров в вертикальном разрезе верхней мантии.

Как известно, в островных дугах и активных окраинах развито пять петрохимических серий: толеитовые, известково-щелочные, бонинитовые, шошонитовые и щелочнобазальтовые. При этом полный набор серий распространен только в развитых дугах и активных окраинах, а в примитивных дугах отсутствуют шошонитовые.

Примитивные дуги подстилаются сравнительно маломощной корой, не содержащей "гранитного" слоя, в то время как развитые дуги и континентальные окраины содержат сиалический базис, включающий древние метаморфические породы. Эффузивные серии примитивных дуг поэтому должны быть максимально свободными от примеси корового материала, если последний не поступал в область магмообразования в виде осадочного материала, вовлекаемого в процесс субдукции.

На рис. 1 систематизированы величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ эффузивных пород различных районов. Из приведенных данных можно сделать заключение.

1. В примитивных дугах (Алеутской, Курильской, Новобретанской, Марианской, Идзу и др.) стронциевые изотопные характеристики базальтов (толеитовых и известково-щелочных), андезитов, дацитов и риолитов совпадают между собой, и при этом в толеитовой и известково-щелочной сериях пород отмечаются сравнительно небольшие колебания отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (от 0,7027—0,7028 до 0,7040—0,7044), что свидетельствует об устойчивости изотопно-геохимических параметров мантийных зон, генерирующих толеитовые и известково-щелочные магмы. В целом величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ этих пород ниже современного среднемантийного значения, определяемого величиной $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7045 \div 0{,}7050$ [3,5].

2. Толеитовые и известково-щелочные базальты и некоторые андезиты в развитых дугах и активных материковых окраинах имеют значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, тождественные с наблюдаемыми в породах примитивных дуг. Подобные базальты и андезиты можно относить к примитивным сериям развитых дуг и активных окраин.

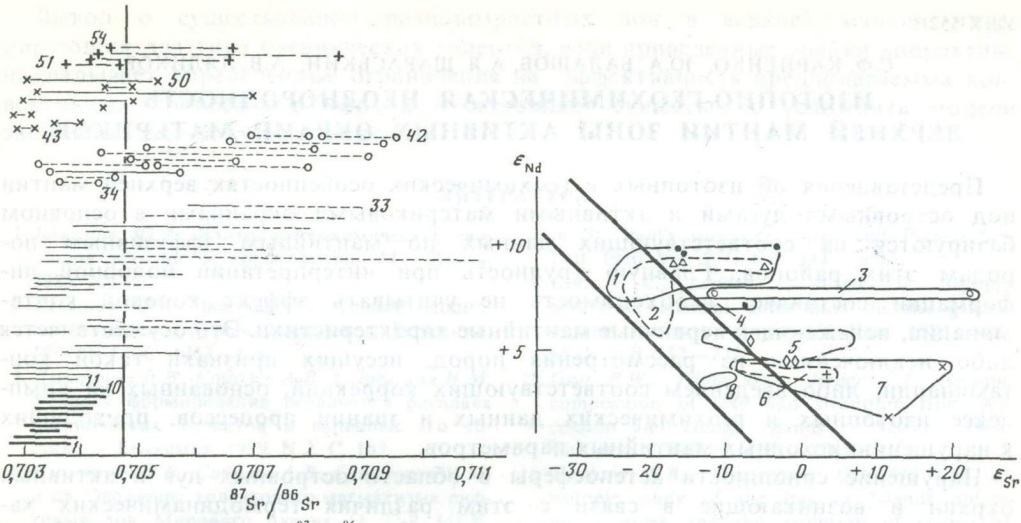


Рис. 1. Вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в эффузивных сериях островных дуг и активных материковых окраин [1]

1—10 — базальт-андезит-дацит-риолитовые серии (толеитовые и известково-щелочные) примитивных дуг; *11—33* — базальты (сплошная линия) и более кислые эффузивы (пунктир) развитых дуг и окраин материков; *34—42* — андезиты и более кислые эффузивы активных окраин; *43—50* — щелочные базальты; *51—54* — шошонитовые серии развитых дуг

Рис. 2. Соотношение параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} в толеитовых известково-щелочных и бонинитовых сериях островных дуг [1]

1 — Курильская и Алеутская дуги; *2* — Марианская дуга; *3—8* — бонинитовые серии различных районов земного шара

3. В пределах развитых дуг и активных окраин континентов главная масса андезитов и более кислых вулканитов представлена породами с резко повышенными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, отражающими либо образование пород за счет плавления нижней сиалической коры, либо сильную контаминацию мантийных магм коровым материалом. В обоих случаях изотопная информация вряд ли пригодна для анализа вариаций состава мантийных зон.

Таким образом, толеитовые и известково-щелочные серии примитивных дуг и изотопно близкие к ним серии развитых дуг представляют собой, по-видимому, наиболее вероятный материал, не затронутый коровой контаминацией. Однако это заключение будет справедливым в том случае, если осадочный материал, который предположительно затягивается под дуги в зонах субдукции, не участвовал в магмообразовании. В связи с этим обращает на себя внимание западная и северо-западная части Тихого океана, где обнаружены наиболее древние осадки океанического дна и соответственно должны находиться максимальные мощности осадочного материала. Следует ожидать, что в островных дугах западной и северо-западной частей Тихого океана эффект влияния осадочного материала на изотопные характеристики их эффузивных пород будет максимальным. Вместе с тем породы островных дуг именно этого региона (Камчатско-Курильская, Марианская, Идзу, Алеутская и др.) имеют наиболее низкие величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Это противоречит идее вовлечения материала осадочного чехла океанов в процесс генерации магм в зонах субдукции.

Первично-мантийный самостоятельный генезис пород примитивных дуг и примитивных серий подчеркивается также тем, что на диаграмме корреляции изотопных параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} (рис. 2)[1] большинство точек, отражающих

[1] Исходные опубликованные данные для построения рис. 1 и 2 суммированы в работе [1].

соотношение изотопов Sr и Nd в рассматриваемых вулканитах, строго соответствует полю мантийной корреляции. Для некоторых пород отмечается отклонение в сторону более высоких значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Как было показано ранее [2], это связано с привносом более радиогенного Sr морской воды при гальмиролизе базальтов и более кислых пород, и, следовательно, подобные отклонения должны быть исключены из рассмотрения.

Итак, толеитовые и известково-щелочные серии примитивных дуг характеризуются весьма устойчивым соотношением изотопов Sr и Nd, отражающим стабильность изотопных и геохимических параметров мантийных зон, из которых генерировались расплавы и которые по петрологическим данным распространяются до глубин 60—100 км.

До недавнего времени бониниты считались экзотическими породами островных дуг. Обнаружение их (кроме дуг Идзу и Марианской) в желобе Тонга, в Папуа-Новой Гвинее и других районах привело к представлению о типичности бонинитовых серий для островных дуг. На рис. 2 представлены опубликованные данные по величинам ε_{Sr} и ε_{Nd} в бонинитах. Как видно, среди них тоже существуют разности с отклонением значений ε_{Sr} вправо — в сторону завышения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Как было доказано в работе [2], эти изменения в изотопном составе Sr вызваны контаминацией пород морской водой при гальмиролизе: кислотным выщелачиванием в жестких условиях (при повышенных давлениях и температуре) удаляется захваченный при вторичных процессах морской Sr и соотношение изотопов Sr понижается до значений, близких или тождественных первичному мантийному, соответствующему полю мантийной корреляции изотопов Sr и Nd. По сравнению с примитивными толеитовыми и известково-щелочными сериями бониниты отличаются существенно бóльшими вариациями изотопных параметров ε_{Sr} и ε_{Nd}. Согласно [2, 4], возможной причиной возникновения изотопных вариаций в бонинитах может быть смешение разнородных компонентов мантии. Одним из вероятных механизмов такого смешения, как показали исследования ксенолитов ультрабазитов из кимберлитов и щелочных базальтов, следует считать метасоматические преобразования отдельных горизонтов мантии под воздействием флюидов, поступающих из других частей мантии.

Бониниты Идзу-Бонин-Марианского региона и района Тонга — Папуа-Новая Гвинея образуют четкие линейные тренды на диаграмме параметра ε_{Nd} и отношения Sm/Nd, которые могут рассматриваться как линии смешения (рис. 3). Вместе с тем наблюдаемые линейные зависимости могут быть истолкованы и как имеющие геохронологический смысл, т.е. их можно рассматривать как своего рода "мантийные изохроны". В настоящее время трудно отдать предпочтение одному из указанных способов интерпретации изотопных и геохимических данных. Более подробно все эти вопросы рассмотрены в работе [2].

Так или иначе, бониниты представляют собой продукт выплавления из зон мантии, характеризующихся значительной изотопно-геохимической неоднородностью.

Щелочные базальты островных дуг также неоднородны и могут быть разделены по изотопным отношениям Sr и Nd на две основные группы (рис. 4; см. также рис. 1). В первой из них соотношения параметров ε_{Sr} и ε_{Nd} соответствуют полю мантийной корреляции, во второй отмечаются отклонения от него.

Среди щелочных базальтов, изотопные характеристики которых попадают в поле мантийной корреляции, присутствуют породы, в которых изотопные отношения Sr и Nd достаточно постоянные (базальты западного побережья США и др.) или, наоборот, сильно изменяются (Патагония, Сьерра-Невада). Причины последнего, по-видимому, те же, что и для бонинитов, — пере-

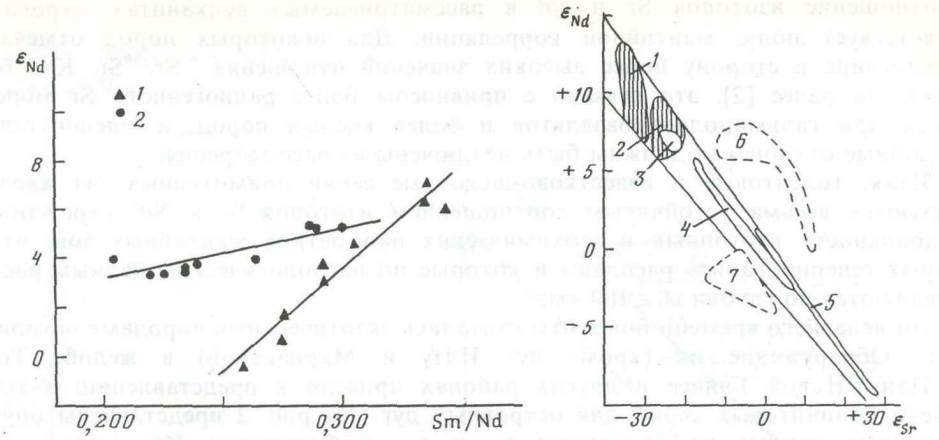


Рис. 3. Соотношение величин Sm/Nd и параметра ε_{Nd} в бонинитах Идзу-Бонин-Марианского региона (*1*) и района Тонга — Папуа-Новая Гвинея (*2*) [2]

Рис. 4. *Соотношение параметров* ε_{Sr} *и* ε_{Nd} *в щелочных базальтах* [1] *по сравнению с изотопными данными для океанических толеитов*

1 — низко- и *2* — высокорубидиевые толеиты дна океанов; *3—7* — щелочные базальты различных районов земного шара

распределение вещества внутри мантии. Отклонения изотопных параметров во второй группе базальтов от линии мантийной корреляции, скорее всего, вызваны влиянием контаминации коровым материалом, заимствованным из разных зон коры.

Рассматривая изменение изотопных характеристик в ряду от толеитов и известково-щелочных базальтов к бонинитам и более глубинным щелочным базальтам, нельзя не отметить последовательное возрастание изотопной неоднородности в верхней мантии по мере увеличения глубины мантийных источников, генерировавших эти типы пород. Регионально картина выглядит более сложно, так как часть щелочных базальтов имеет изотопные отношения Sr и Nd, сходные с таковыми для менее глубинных толеитов (Алеуты, Курилы и др.). В других случаях либо фиксируется изменение обоих изотопных параметров в сторону менее обедненной или даже обогащенной литофильными элементами мантии, либо отмечаются значительные вариации изотопных отношений, перекрывающие различие изотопных характеристик в разных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
2. *Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А.* и др. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. N 7. С. 958—970.
3. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3, N 12. P. 743—764.
4. *Hickey R.L., Frey F.A.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 11. P. 2099—2115.
5. *O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.* Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 34, N 1. P. 13—17.

УДК 551.2:549.1:550

Л.Л. ПЕРЧУК, Т.И. ФРОЛОВА

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН У АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Происхождение глубоководных впадин — одна из наиболее интересных проблем современной геологической науки. Она имеет различные аспекты — геодинамический, геоморфологический, петрологический и др. Поэтому в литературе нет недостатка в гипотезах образования глубоководных впадин на разных этапах геологической истории Земли. По-видимому, не существует единого механизма, приводящего к возникновению таких впадин. Но все они являются продуктами глубинной дифференциации мантийного вещества и сопряжены с повышенным тепловым потоком.

Большинство идей, касающихся рассматриваемого вопроса, появилось в последние два десятилетия, когда возникла теория литосферных плит, развились модели рифтогенеза, а геофизическими измерениями подтвердились давние идеи Б. и С. Виллисов [16] и В.В. Белоусова [1] о мантийном диапиризме, т.е. о движении мантийных астенолитов и их роли в формировании литосферы.

Обзор известных гипотез о происхождении морей на активных окраинах континентов был дан в другой статье авторов [11]. Задачей этой работы является определение роли магматических процессов, точнее, роли магматического замещения при возникновении морей активных окраин Мирового океана (или континентов). Признавая роль магматизма и диапиризма, ни одна из гипотез не касается одного из главных механизмов этих процессов — химического взаимодействия легкого материала (глубинных флюидов) с породами земной коры и верхних частей мантии.

Вместе с тем из опыта изучения магматических формаций, развитых на континентах, океанических островах и отчасти на дне Мирового океана, известно, что без этого механизма эндогенные процессы не протекают. Более того, с ними связаны превращения океанической коры в континентальную в одних геоструктурах и, наоборот, превращение континентальной в океаническую в других. Первый процесс проявлен в докембрийских щитах и фанерозойских складчатых областях, где широко развиты процессы гранитизации. Они приводят к замещению осадочно-вулканогенных толщ, накопившихся в более глубоководных впадинах, гранитным материалом; этот процесс наиболее полно отражен в работе Д.С. Коржинского [7]. Второй процесс также проявлен в некоторых континентальных структурах, хотя и не так широко, как первый. Он выражен в замещении вулканогенно-осадочных толщ основными и ультраосновными магматическими породами без какой-либо заметной перестройки главных структурных элементов земной коры. Таковы явления магматического замещения осадочных толщ базальтами и долеритами, широко проявленные в Тунгусской синеклизе [8], а "вставной" характер Норильской интрузии был замечен М.Н. Годлевским еще в 1959 г. [5]. Аналогичные явления отмечались в долеритовом комплексе Карру [15], на плато Декан [8] и в ряде других районов земного шара с широко развитыми формациями траппового магматизма. Во многих случаях для них характерна антидромная последовательность лавовых излияний или же интрузивного магматизма, что наиболее ярко проявлено в Норильском магматическом комплексе [5].

Обобщая закономерности развития магматизма в коре континентального типа, можно сделать заключение, что гранитизация как магматическое замещение завершает гомодромный цикл (древние зеленокаменные пояса с ко-

матиитами, базальтами, долеритами, плагиогранитами и т.п.), приводя к снижению общей плотности коры, т.е. к ее облегчению и увеличению скорости эрозии. Именно благодаря этому процессу мы можем наблюдать наиболее глубинные комплексы метаморфических пород и гранитоидов. Так что гомодромность магматизма и снижение плотности коры — единый процесс, который так или иначе должен отражать геодинамику не только литосферы, но и астеносферы, являющейся поставщиком (или же проводником) флюидов преимущественно кислого состава.

Магматическое замещение терригенных толщ и метапелитов породами более основного состава — процесс химического взаимодействия подщелоченных флюидов и магм с более кислыми породами — отличается антидромной последовательностью. Он неизменно приводит к увеличению плотности коры и, как следствие, к ее проседанию, возникновению прогибов, котловин, глубоководных впадин. Именно по этой причине редко удается наблюдать в полевых условиях процесс базификации как магматическое замещение. Следует заметить, что он неизменно приводит к океанизации континентальной коры в зонах ее перехода к океанической, но его механизм принципиально отличается от того, который был предложен В.В. Белоусовым [2]. В общем геотектоническом аспекте развиваемая нами концепция [11] о роли магматизма в происхождении глубоководных впадин (геосинклиналей) и инверсии вертикальных движений больше согласуется с гипотезой [1] о пульсационном характере развития геотектонических процессов.

К сожалению, пока очень мало данных об эволюции магматизма в современных глубоководных впадинах внутриконтинентального и окраинного типов. Исключение представляет лишь Японское море, геология и геофизика ложа которого изучены достаточно хорошо [3, 4, 12]. В недавней нашей работе [11] были обобщены данные по петрохимии вулканических комплексов этого региона. Суть их сводится к следующему.

1. Для вулканизма Японского моря, развитие которого началось в раннем палеогене, характерна антидромная последовательность. Это значит, что начальные проявления магматизма были представлены липаритами, риолитами, дацитами, которые впоследствии сменились андезитами, андезито-базальтами и базальтами (рис. 1). Эволюция магматизма завершилась щелочными базальтами, излившимися на дне Центральной котловины Японского моря 3—3,5 млн лет назад.

2. Все вулканические серии ложа Японского моря отличаются повышенной щелочностью и глиноземистостью. Это проявилось в лейкократовом характере щелочноземельных серий и особенно самих базальтов, входящих в эти серии. На рис. 2 видно, что тренд эволюции магматизма Японского моря резко отличается от выдержанного по глиноземистости среднего состава земной коры любого — океанического или континентального — типа: он смещен в сторону более высоких концентраций в породах алюминия и щелочей. Такая специфика не случайна. Она имеет свою физико-химическую природу. Она отражает повышенное содержание воды в подщелочных трансмагматических растворах, генерировавших в мантии и нижних частях земной коры процессы магматизма и магматического замещения. В соответствии с многочисленными экспериментальными данными известно, что возрастание летучести воды приводит к смещению эвтектик бинарных и тройных систем в сторону алюмосиликатов щелочных и щелочноземельных металлов. Таковы системы диопсид—анортит, диопсид—альбит, диопсид—анортит—альбит, оливин—кальсилит, оливин—диопсид—кальсилит, оливин—нефелин и др. При этом расширяются поля кристаллизации орто- и метасиликатов Fe и Mg. Это значит, что при частичном плавлении мантии под воздействием глубинных трансмагматических водных растворов должны генерироваться лейкократовые

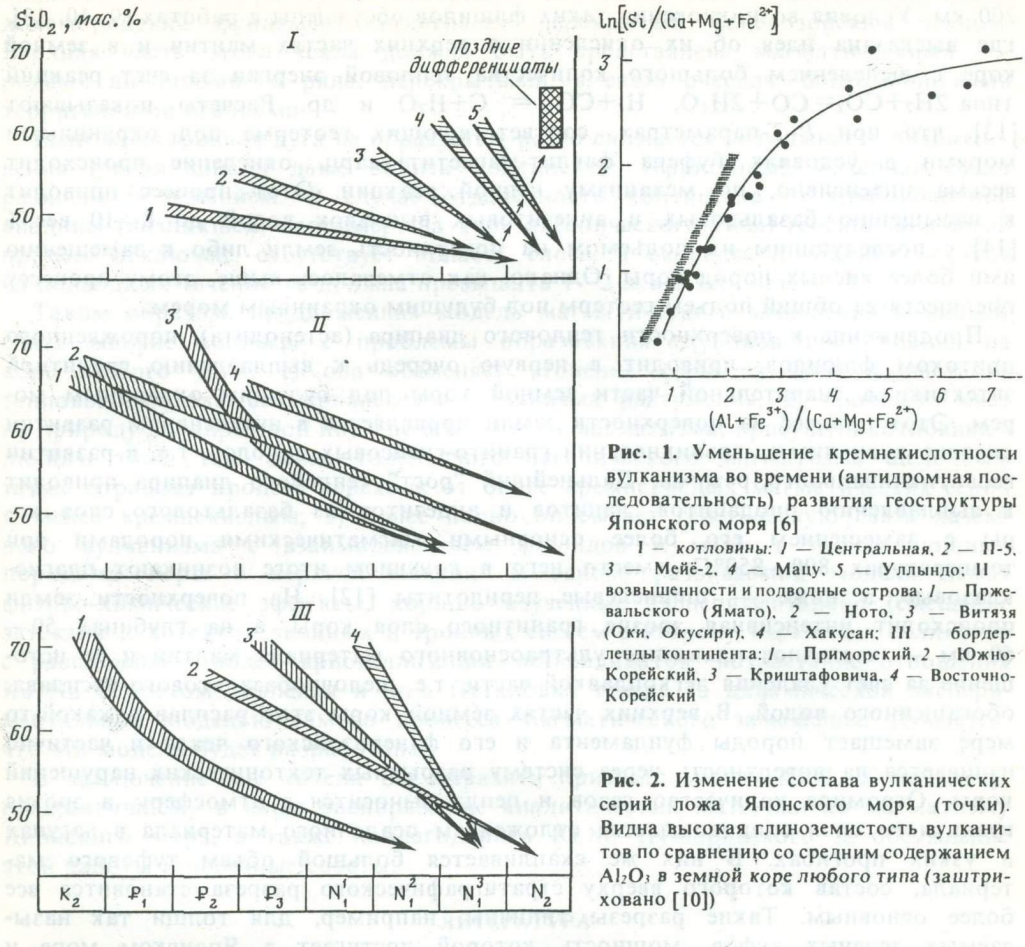


Рис. 1. Уменьшение кремнекислотности вулканизма во времени (антидромная последовательность) развития геоструктуры Японского моря [6]

I — котловины: 1 — Центральная, 2 — П-5, 3 — Мейё-2, 4 — Мацу, 5 — Уллындо; II — возвышенности и подводные острова: 1 — Пржевальского (Ямато), 2 — Ното, 3 — Витязя (Оки, Окусири), 4 — Хакусан; III — бордерленды континента: 1 — Приморский, 2 — Южно-Корейский, 3 — Криштафовича, 4 — Восточно-Корейский

Рис. 2. Изменение состава вулканических серий ложа Японского моря (точки). Видна высокая глиноземистость вулканитов по сравнению со средним содержанием Al_2O_3 *в земной коре любого типа (заштриховано [10])*

магмы, а остаток — обогащаться оливином, гранатом, шпинелью, пироксенами. Иными словами, мантия должна становиться все более гарцбургитовой по мере ее "истощения".

3. Геофизические данные свидетельствуют о том [12], что в настоящее время астеносферная линза с плотностью 3,3 находится под Японским морем на глубине 100 км, а ее мощность составляет более 100 км. Над ней располагаются гранатовые лерцолиты, сменяющиеся вверх шпинелевыми и плагиоклазовыми перидотитами. Далее, под осадочным чехлом почти повсеместно развиты породы докембрийского фундамента и фанерозоя. Вулканизм не проявлен, а сейсмичность выражена очень слабо. Это свидетельствует о затухании магматических процессов под ложем Японского моря за последние 3 млн лет. И поскольку мы убедились, что вулканизм в этом регионе протекал при повышенной щелочности и относительно высоком содержании воды во флюиде, то можно утверждать, что за эти 3 млн лет приток ювенильных флюидов завершился и началось "отступление" астеносферной линзы — теплового диапира — до глубины 100 км. Уровень теплового потока снизился, вещество коры и мантии над ним дополнительно уплотнилось не менее чем на 5%.

Итак, геотектоническая эволюция Японского моря и ее современная морфоструктура могли явиться продуктами интенсивного магматического замещения пород земной коры более основным и ультраосновным веществом верхней мантии. Этот процесс был обусловлен притоком флюидов с глубин более

200 км. Условия возникновения таких флюидов обсуждены в работах [9, 10, 13], где высказана идея об их окислении в верхних частях мантии и в земной коре с выделением большого количества тепловой энергии за счет реакций типа $2H_2+CO_2=CO+2H_2O$, $H_2+CO = C+H_2O$ и др. Расчеты показывают [13], что при *P–T*-параметрах, соответствующих геотерме под окраинными морями в условиях буфера фаялит-магнетит+кварц, окисление происходит весьма интенсивно, по механизму цепной реакции. Этот процесс приводит к насыщению базальтовых и андезитовых выплавок водой до 8—10 вес.% [14] с последующим их подъемом на поверхность земли либо к замещению ими более кислых пород коры. Однако, как отмечалось выше, этому процессу предшествует общий подъем геотерм под будущим окраинным морем.

Продвижение к поверхности теплового диапира (астенолита), порожденного притоком флюидов, приводит в первую очередь к выплавлению гранитной эвтектики в значительной части земной коры под будущим окраинным морем. Этот процесс на поверхности земли проявляется в интенсивном развитии кислого вулканизма, возникновении гранито-гнейсовых куполов, т.е. в развитии геоантиклинального режима. Дальнейший "рост" теплового диапира приводит к выплавлению риодацитов, дацитов и андезитов из базальтового слоя коры с замещением его более основными магматическими породами при температурах 800—850°С: вместо него в конечном итоге возникают плагиоклазовые, а ниже — шпинелевые перидотиты [12]. На поверхности земли происходит интенсивная эрозия гранитного слоя коры, а на глубинах 50—60 км — частичное плавление ультраосновного материала мантии и ее истощение за счет удаления легкоплавкой части, т.е. щелочнобазальтового расплава, обогащенного водой. В верхних частях земной коры этот расплав в какой-то мере замещает породы фундамента и его фанерозойского чехла и частично изливается на поверхность через систему разрывных тектонических нарушений коры. Огромное количество газов и пепла выносится в атмосферу, а эрозия гранитного слоя сопровождается отложением осадочного материала в лагунах и узких прогибах. В них же скапливается большой объем туфового материала, состав которого вверху стратиграфического разреза становится все более основным. Такие разрезы типичны, например, для толщи так называемых зеленых туфов, мощность которой достигает в Японском море и на островной дуге 7000 м [12]. Таким образом, базальтовый материал (габбро, долериты и т.п.), вытесняя, замещая гранитный слой земной коры, сам подвергается "истощению" в результате выплавления и удаления из него гранитной эвтектики и андезитовой котектики, замещению с подошвы ультраосновной магмой. Этот процесс неизменно приводит к увеличению плотности земной коры и ее проседанию. На поверхности возникает впадина, а в ней — глубоководные котловины. При этом не исключены некоторые горизонтальные перемещения рифтогенного типа.

Снижение интенсивности флюидного потока приводит к "погружению" в мантию теплового диапира, углублению геотерм и, как следствие, к еще большему проседанию тонкой земной коры в результате ее общего охлаждения. Одновременно должна охлаждаться и уплотняться верхняя часть мантии, представляющая собой остатки базальтового слоя земной коры. При этом может сохраниться не тронутой процессами погружения островная дуга, изостазически компенсирующая проседание коры под окраинным морем. Такова островная дуга Японии. У современного же Филиппинского моря более сложная геологическая история: здесь сохранились три реликтовые разновозрастные островные дуги, погребенные под молодыми океаническими базальтами.

В случае сохранения островной дуги или удлиненного полуострова (например, Камчатки) у окраины континента возникают благоприятные условия для образования геосинклинали: глубоководный бассейн окружен большой

областью сноса терригенного материала. Основание этой геосинклинали имеет докембрийский фундамент, несогласно перекрытый фанерозойским чехлом. Верхняя часть этого чехла должна быть представлена магматическими породами антидромного ряда, перекрытыми, в свою очередь, более молодыми терригенными осадками.

Если же островная дуга не образуется, резко снижается возможность возникновения геосинклинали даже вблизи континента: терригенный материал будет разноситься течением. В случае отдаленности континента от глубоководной впадины (возникшей, например, на коре океанического типа) геосинклинальный процесс исключен: отсутствует область сноса, а скорость отложения осадков из подводных течений не должна превышать 1—2 м в 1 млн лет.

Таким образом, предложенная модель магматического замещения позволяет снять многие вопросы с проблемы образования глубоководных впадин на коре любого типа: 1) она объясняет утонение коры на фоне возрастания теплового потока без привлечения механизма растяжения; 2) проливает свет на природу антидромной последовательности магматизма, присущую котловинам любого типа; так, смена толеитового океанического магматизма щелочным также отражает процесс перехода от более кремнекислых магматических серий к менее кремнекислым; 3) более полно описывает генетическую связь наземного вулканизма с взаимодействием флюидов и магм с подстилающими породами коры и верхней мантии. В основе развиваемой модели лежат физико-химические эффекты, хорошо изученные экспериментально (смещение эвтектик и котектик двойных и тройных систем в сторону каркасных силикатов с расширением полей кристаллизации метасиликатов, возрастание отношения Ka/Na с ростом давления и др.). Остановка теперь за динамической экспериментальной моделью самого процесса магматического замещения. Думается, что эта модель будет разработана.

В заключение мы хотели бы выразить признательность Ю.И. Коновалову, представившему в наше распоряжение аналитический материал по магматизму Японского моря, а также поблагодарить Ю.М. Пущаровского за обсуждение этой работы и полезные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
2. *Белоусов В.В.* О происхождении океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. N 5.
3. *Берсенев И.И., Леликов Е.П.* Геологическая карта Японского моря // Природа. 1979. N 8.
4. *Берсенев И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П.* и др. Геологическое строение дна Японского моря. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. Препр.
5. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Л.: Госгеолтехиздат, 1959.
6. *Коновалов Ю.И.* Вулканизм Японского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1984.
7. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 2.
8. *Макаренко Г.Ф.* Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра, 1983.
9. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. М., 1974. Вып. 4.
10. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.
11. *Перчук Л.Л., Фролова Т.И., Коновалов Ю.И.* Роль магматических процессов в формировании геоструктуры Японского моря // Очерки физико-химической петрологии. М., 1985. Вып. 12.
12. *Родников Г.Г., Гайнанов А.Г., Ермаков Б.В.* и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь—Японское море—о-в Хонсю—Тихий океан. М., 1982.
13. *Perchuk L.L.* Gas-mineral equilibria and a possible model of the Earth's interior // Phys. Earth and Planet. Inter. 1976. Vol. 13. P.
14. *Perchuk L.L., Kushiro I.* Experimental investigation of the liquidus surface in the system basalt-water up to pressure 20 kb // IGC 27th Sess. Moscow. Abstr. 1984. Vol. 4. P.
15. *Walker F., Poldevaart A.* Karoo dolerites of the Union of South Africa // Geol. Soc. Amer. Bull. 1949. Vol. 60. P. 591—705.
16. *Willis B., Willis S.* Eruptivity and mountain building // Ibid. 1941. Vol. 52, N 10. P. 1643—1684.

УДК 551.24+552.3

А.Л. КНИППЕР, Г.Н. САВЕЛЬЕВА

ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕТИСА В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ЕГО РАЗВИТИЯ

Предположение о том, что офиолитовые комплексы внутриконтинентальных складчатых областей являются реликтами коры океанического типа, породило новую волну исследования этих пород, которая охватила буквально все континенты. В пределах Альпийской складчатой области за последние 10—15 лет были заново изучены практически все офиолитовые массивы, и это изучение дало столь много нового и неожиданного, что становится удивительным, как за более чем вековую историю их исследования не были замечены многие, теперь кажущиеся уже очевидными черты их внутреннего строения и структурного положения.

Главные достижения последнего десятилетия в изучении офиолитовых массивов, на наш взгляд, заключаются в следующем: 1) во внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых областях офиолиты слагают протяженные цепи покровов, шарьированные на края континентальных масс; 2) история формирования офиолитовых комплексов сложна и не всегда одинакова; 3) крупные ненарушенные массивы офиолитов имеют стандартный разрез — "псевдостратификацию", которая состоит в том, что группы пород внутри офиолитовых массивов сменяют друг друга в определенной последовательности; 4) породы офиолитовой ассоциации имеют определенное сходство с корой океанического типа.

Магматические породы офиолитовой ассоциации, рождающиеся в областях с корой океанического типа, несут наиболее "чистую" информацию о составе мантийного вещества. Существующие представления о частичном плавлении пород верхней мантии при генерации базальтов дают возможность судить об ее составе как по химизму разноглубинных продуктов кристаллизации базальтоидной выплавки, так и по характеру тугоплавкого остатка — гарцбургитов и лерцолитов, несущих следы высокотемпературных деформаций.

Для задачи, поставленной в настоящей работе, наиболее существенны три последних вывода, которые позволяют сравнивать осадочные серии в кровле офиолитового комплекса, базальты, дайковый комплекс, габбро и ультрабазиты соответственно со слоями 1,2,3 современных океанов. Подразумевается, что реститизированные дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, участвующие в строении океанической коры, лишь частично выведены на поверхность; значительная часть их остается в подкоровой области, в самых верхних горизонтах верхней мантии.

В соответствии с такой постановкой вопроса изучение пород нижней части офиолитовой ассоциации в пределах складчатых поясов или одного пояса может дать ответ на вопрос о составе и строении верхней мантии в момент формирования офиолитового разреза.

Рассмотрим строение офиолитовых серий Средиземноморского пояса — области, где офиолитовые аллохтоны вскрыты на огромном расстоянии — от Италии и Альп на западе до Омана, Гималаев и Бирмы на востоке.

Изучение офиолитовых серий Средиземноморского пояса позволяет выделить внутри него три офиолитовые провинции — Западную, Центральную и Восточную, формирование офиолитов внутри которых происходило в разных тектонических условиях.

Западная провинция. Офиолиты этой провинции протягиваются от Корсики и Эльбы на западе до Северной Югославии на востоке. Их подробное описание было дано недавно в первом томе специального выпуска журнала

"Ofioliti" [7, 24, 41]. Они повсеместно имеют дотитон-берриасский возраст и шарьированы на пассивные окраины Африканской или Европейской плиты. Строение офиолитового разреза на всей этой территории в принципе одинаково, однако первичные взаимоотношения между членами офиолитового разреза лучше всего устанавливаются в Лигурии, т.е. там, где он был впервые выделен Г. Штейнманном [56, 57]. Здесь офиолиты залегают в основании огромного покрова, шарьированного из внутренних Лигурид на пассивную окраину Африканской плиты. Разрез этого покрова выделен под названием "надгруппы Долины Вара" [7].

В нижней части офиолитовой ассоциации обычно располагаются мантийные шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты со следами высокотемпературных пластических деформаций. Согласно со структурами пластического течения в лерцолитах обособляются дунит-гарцбургитовые пропластки; жилы дунитов и габбро редки. Валовый химический состав лерцолитов внутренних и внешних Лигурид почти одинаков и соответствует расчетному составу примитивной мантии [60, 35]. Исследования химизма минералов показали некоторые различия между ними: лерцолиты внешних Лигурид относительно богаче Al, Ti, Ca и Na (рис. 1—3). В работах В. Эрнста, Дж. Пиккардо, Л. Беккалувы [12, 13, 25] подчеркивается, что лерцолиты обеих групп представляют собой мантийный материал, не истощенный базальтоидными компонентами и могущий служить исходным веществом для выплавления толеитовых базальтов. С этих позиций лерцолиты внутренних Лигурид деплетированы в несколько большей степени. Состав редкоземельных элементов (РЗЭ) в лерцолитах подтверждает это заключение: все образцы обеднены легкими и слабо обогащены тяжелыми РЗЭ относительно хондритового состава; на этом фоне фракционирование элементов в образце Монте-Айона (внешние Лигуриды) проявлено слабее. Для данного региона Г. Оттонелло с соавторами [42] предполагает низкую степень плавления — менее 5%. В целом же установленная картина распределения РЗЭ, по мнению Ф. Фрея [26], с большой долей вероятности отражает частичное плавление вещества на ранних стадиях эволюции мантии.

Среди немногочисленных небольших массивов габбро, повсеместно имеющих тектонический контакт с лерцолитами, выделяются две группы пород. Первая сложена маломощной серией ультраосновных кумулятов — преимущественно плагиоклазсодержащими дунитами, реже — верлитами и серией магнезиальных габброидов — троктолитов, оливиновых габбро и габбро-норитов. Вторая группа пород представлена феррогаббро и ферродиоритами, иногда обогащенными апатитом и плагиогранитами — в основном кварцевыми диоритами и тронд-ьемитами. Возраст плагиогранитов, определенный трековым методом, 160—185 млн лет, т.е. тоар—бат [14].

Состав минералов, их соотношения и порядок кристаллизации кумулусных фаз оливин+хромшпинелид+плагиоклаз → клинопироксен → бедный кальцием пироксен → Fe-Ti-окислы и апатит, а также положительная корреляция мафического индекса пород с отношениями Fe/Mg и Na/Ca в сосуществующих минералах указывают на последовательную фракционную кристаллизацию оливин-толеитового расплава на небольших глубинах. Первичные соотношения магнезиальных габброидов и феррогаббро неизвестны, однако есть свидетельства сходных условий кристаллизации этих пород: повсеместное распространение пегматоидных структур, присутствие апатита, отражающие активное участие летучих компонентов при кристаллизации всего разреза, а также повышенная титанистость пород. Представляется вероятным, что при малоглубинной кристаллизации существовали локальные, сравнительно короткоживущие очаги расплава, поставлявшие вещество с небольшими перерывами во времени. Об этом же свидетельствуют и незначительные мощности полных по набору разрезов пород — от дунитов до феррогаббро и трондьемитов.

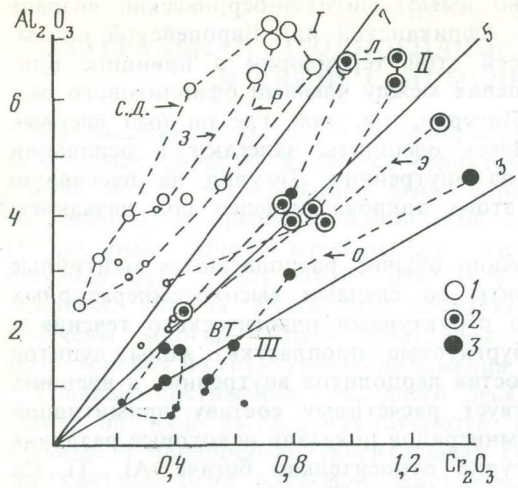


Рис. 1.

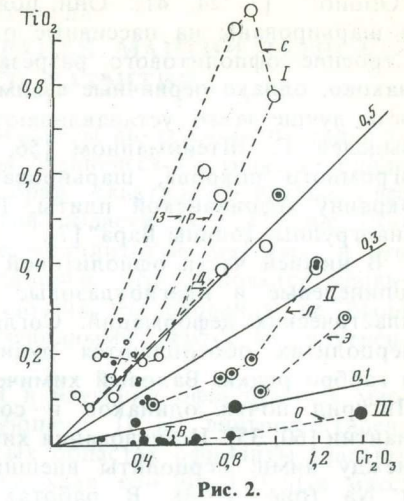


Рис. 2.

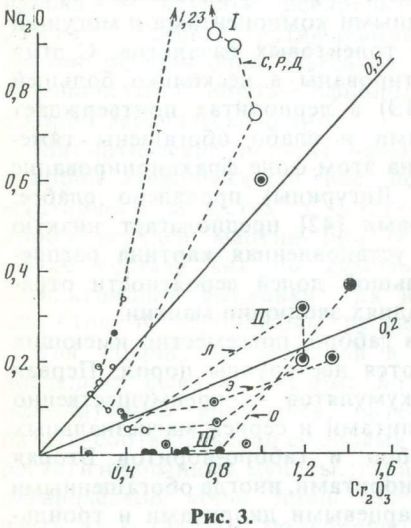


Рис. 3.

Рис. 1. Соотношение Al_2O_3/Cr_2O_3 в диопсидах (крупные кружки), энстатитах (средние кружки) и породе в целом (мелкие кружки) (в хромшпинелевых лерцолитах)

Линии, соединяющие составы образцов массивов: *1* — *I* группы: С — Суверо, внешние Лигуриды [48], Д — Беслана Баня, Озрен, северные Динариды [45], Р — Ронда [40], З — о-в Зебергед, Красное море [15]; *2* — *II* группы: Л — Ланцо [17], Э — Эрро-Тоббио, внутренние Лигуриды [25]; *3* — *III* группы: О — Семайл, Оман [43], В, Т — Вуринос, Троодос [36, 28]

Рис. 2. Соотношение TiO_2/Cr_2O_3 в диопсидах, энстатитах и породе в целом (хромшпинелевые лерцолиты)

Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 3. Соотношение Na_2O/Cr_2O_3 в диопсидах, энстатитах и породе в целом (хромшпинелевые лерцолиты)

Условные обозначения см. на рис. 1

Все описанные выше породы пересекаются редкими роями даек или одиночными дайками, имеющими толеитовый, как правило, высокотитанистый состав. Дайки секут уже тектонически совмещенные габбро и серпентиниты, что говорит о дислокациях, предшествовавших их внедрению.

Вся эта нижняя часть офиолитового комплекса через горизонт офиолитокластовых брекчий (в том числе и офикальцитов) перекрывается или базальтами, или осадочными породами (радиоляритами и микритовыми известняками) титона—берриаса. Базальты представлены толеитами, имеющими состав базальтов срединно-океанических хребтов [13]. Как базальты, так и радиоляриты содержат в основании и внутри своего разреза линзы офиолитокластовых брекчий мощностью до 200 м. В зависимости от состава и стратиграфического положения эти брекчии названы по-разному (Монте-Зеноне, Монте-Капра и др.) [27].

Таким образом, для офиолитового разреза Лигурид (и вообще Западной провинции) характерны следующие черты [7]: 1) мантийная часть разреза офиолитового комплекса представлена лерцолитами; 2) между габбро и базаль-

тами нет постепенного перехода (комплекс параллельных даек отсутствует), мощность базальтов невелика, и они присутствуют неповсеместно; 3) период метаморфизма и дислокаций охватывает габбро и серпентиниты до излияния базальтов и внедрения даек; 4) внутри вулканогенно-осадочной части разреза присутствуют горизонты офиолитокластовых брекчий, что говорит о непрекращающихся тектонических движениях в момент их образования.

Подобная сложная и необычная картина приводит итальянских геологов к выводу, что офиолитовый разрез Лигурид был сформирован "в узком океане, открывавшемся в результате широтно направленых сдвиговых движений между Африкой и Европой и характеризовавшемся присутствием трансформных разломов с серпентинитовыми диапировыми протрузиями, разделявшими сегменты хребта" [8, с. 5]. О малой ширине Лигурийского океанического бассейна, очевидно, можно судить по постоянному присутствию сиалических пород в офиолитокластовой олистостроме и по тому обстоятельству, что почти сразу же после образования офиолитового комплекса бассейн, в котором он был сформирован, был заполнен конусами выноса, формирование которых происходило вблизи континентальных окраин.

Центральная провинция. Граница между Западной и Центральной провинциями Тетиса проходит в Северной Югославии [31, 49] — внутри северных Динарид. Эту границу условно можно назвать постепенной: в области перехода среди крупных лерцолитовых массивов Западной провинции присутствуют тела гарцбургитов, а в Центральной — подчиненные тела лерцолитов. Лерцолиты ряда массивов северных Динарид имеют столь же слабо деплетированный состав, как и лерцолиты внешних Лигурид (например, в массиве Кривая-Конюх [46]).

Единый на севере Динарид офиолитовый пояс (Динарская офиолитовая зона по [46]) при прослеживании его на юг разветвляется на две ветви, обтекающие Пелагонийский массив. Офиолиты западной ветви надвинуты на флишевые комплексы пассивной окраины Адрии — северной части Африкано-Аравийской плиты (зона Мирдита и Субпелагонийская зона) [21], а также тектонически перекрывают западное обрамление Пелагонийского массива (восточный фланг Субпелагонийской зоны). Офиолиты восточной ветви — Вардарская зона — или шарьированы на запад, в пределы Пелагонийского массива и Южной Греции, или слагают вертикально поставленные полосы меланжа и серпентинитовые протрузии.

Для всех этих офиолитовых комплексов характерны следующие общие черты: 1) возраст офиолитового комплекса пород повсеместно дотитонский [11]; 2) первая обдукция офиолитов из бассейнов с корой океанического типа на континентальное обрамление произошла в поздней юре, а вторая — в начале раннего мела, т.е. примерно в интервале 150—110 млн лет; 3) к категории характерных черт Центральной провинции можно отнести и сильную изменчивость офиолитового разреза как вкрест простирания складчатой зоны, так и вдоль нее, что существенно отличает эту провинцию от Западной, где офиолитовые разрезы включают относительно малый набор пород, находящихся в простых взаимоотношениях. Рассмотрим строение нескольких наиболее полных по набору пород массивов.

В Субпелагонийской зоне это массивы Вуринос, Пиндос и Отрис.

Наиболее полный и широко известный разрез офиолитового комплекса вскрыт в массиве Вуринос (рис. 4). Не вдаваясь в его подробное описание (см. [18, 37, 16 и др.]), отметим только следующие обстоятельства.

Исключительная полнота разреза массива Вуринос и присутствие мощного комплекса параллельных даек позволяют говорить о том, что весь этот разрез был сформирован в результате подъема мантийного диапира в океаническом центре спрединга [38, 52]. Однако такой точке зрения противоречит

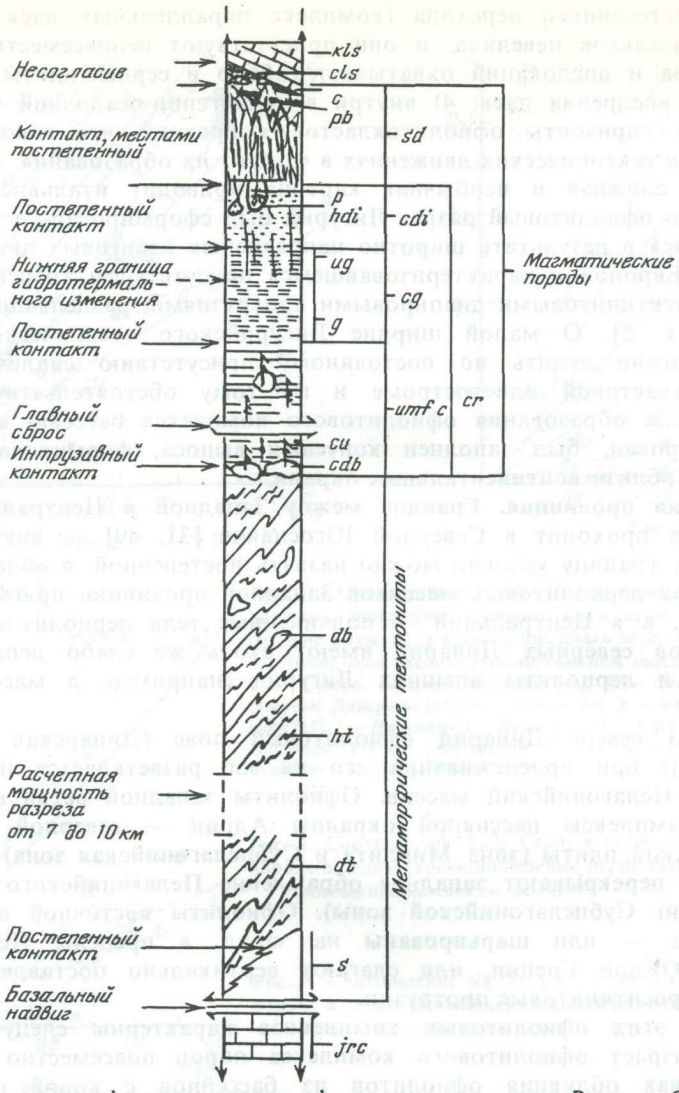


Рис. 4. Сводная стратиграфическая колонка офиолитового комплекса Вуринос, Северная Греция (по A. Paccuocy и др., 1983)

kls — сеноманские известняки; *cls* — известняки с кальпионеллами; *c* — кремни; *pb* — пиллоу-базальты; *sd* — параллельные дайки; *p* – плагиограниты; *ndi* — некумулусные диориты; *cdi* — кумулусные диориты; *ug* — уралитизированные габбро-нориты; *cg* – кумулусные габбро-нориты; *g* – неизмененные габбро-нориты; *cr* – кумулусные породы; *umfc* — ультраосновные кумуляты; *cu* — циклический комплекс; *cdb* — кумулусное дунитовое тело; *db* — дунитовое тело; *dt* — дуниты-тектониты; *ht* — гарцбургиты-тектониты; *s* – массивные серпентиниты; *jrc* — юрские карбонатные породы

состав даек и силлов в верхней части разреза, который варьирует от базальтов через базальтовые андезиты до дацитов [11]. Такой же характер имеет и вулканическая серия, сложенная главным образом базальтовыми андезитами. Ее состав изменяется от низкокалиевых толеитов до дацитов. Это обстоятельство, а также геохимические особенности этой серии позволяют предполагать, что разрез массива Вуринос возник в островодужной обстановке [12].

Эта же проблема возникает и при изучении массива Пиндос, в котором выше мантийных гарцбургитовых тектонитов и кумулятивной серии распо-

лагается вулканическая серия, в которой геохимически обособляются два комплекса. К первому из них (нижнему) относятся долериты и базальты, сходные с толеитами срединно-океанических хребтов, а ко второму (верхнему) — базальты и дайки, имеющие уже островодужные (бонинитовые) характеристики. Такое строение массива Пиндос привело геологов, изучавших этот массив, к выводу, что его разрез был сформирован или в обстановке окраинного моря — островной дуги, или на океаническом склоне островной дуги [13, 19], или в обстановке специфической субдукции, не имеющей себе анологов в настоящее время [20]. Однако опять-таки, как и в случае массива Вуринос, не может быть исключено, что эти два вулканических комплекса были сформированы в разных палеогеографических условиях. Первый мог возникнуть в обстановке внутриокеанического спрединга (совместно с кумулятами), а второй — в островодужной обстановке. Интересно отметить, что кумуляты этого массива были местами деформированы и метаморфизованы (океанический тип метаморфизма) в условиях амфиболитовой фации во время становления интрузии, но до внедрения даек [58].

Еще более сложное строение имеет массив Отрис, в котором выделяются два типа разрезов. Один из них располагается в нормальной для офиолитов последовательности, а другой перевернут. Предполагается, что эти соотношения между двумя типами разрезов возникли в пределах океанического бассейна еще до шарьирования. При этом "перевернутый" разрез с гарцбургитами, хромитами и низкотитанистыми дайками и небольшим количеством диоритов был сформирован в зоне трансформного разлома, а его верхняя — "нормальная" часть с гарцбургитами, плагиоклазовыми лерцолитами, оливиновыми габбро, долеритами и высокотитанистыми дайками возникла в обычном центре спрединга [11].

Таким образом, в разрезах Субпелагонийской зоны присутствуют весьма разнообразные по мощностям и составу пород офиолитовые комплексы, вулканическая часть которых обладает разной петрохимической характеристикой, что позволяет исследователям по-разному оценивать палеогеографическую обстановку их формирования. Верхнемантийная часть разреза офиолитов также имеет различный состав. В массиве Отрис это и плагиоклазовые лерцолиты, и гарцбургиты, а в массиве Вуринос преобладают гарцбургиты, полосчатость которых описывает сложные складки течения.

В общей эволюционной истории этих разрезов выделены два крупных этапа, отвечающие: а) частичному плавлению верхней мантии и б) интрузивным событиям при формировании габброидного комплекса.

Частичное плавление лерцолитов рассмотрено М. Мензисом и К. Алленом [36], которые показали низкую степень деплетирования мантийного вещества массива Отрис относительно гарцбургитов Троодоса. Структурные соотношения между остаточным гарцбургитом (дунитом) и габброидной выплавкой — сегрегациями, жилами — в этих разных массивах одинаковы, и различие заключается лишь в том, насколько продвинулся процесс, сколько габброидного вещества осталось внутри деформированого перидотита. Варьирующее количество габброидных шлиров и жил отражает динамику процесса частичного плавления и показывает, что он был прерван относительно быстрее в перидотитах Отриса, нежели в перидотитах Вуриноса. Это же отражено и в составе минералов.

Сложное циклическое строение разреза дунит-пироксенит-габброидной серии массива Вуринос и значительная ее мощность отражают длительность истории кристаллизации и глубоко прошедшую дифференциацию магмы. На основании отношений Na/Sr, Hf/Th и Ta/Th, а также распределения РЗЭ был сделан вывод [39], что магматический разрез Вуриноса (вместе с лавами) возник при фракционной кристаллизации расплава, полученного при частичном плав-

лении уже сильно деплетированного материала. Этот вывод можно трактовать как указание на прямую генетическую связь габброидных серий и истощенных дунит-гарцбургитов Вуриноса.

Офиолитовые массивы Вардарской зоны обладают столь же разнообразным и сложным строением. Палеогеографическая обстановка их формирования также трактуется неоднозначно. Рассмотрим два примера.

Офиолиты Гевгели, приуроченные к зоне Пеониас, были подробно описаны Ж. Бебиеном [11, 10]. Породы этого разреза могут быть сгруппированы в два комплекса — западный и восточный. Западный комплекс сложен (снизу вверх) полосчатым кумулятивным габбро, маломощным горизонтом кварцевых диоритов, тоналитов и трондьемитов и потоками лав (спилитизированные подушечные базальты и массивные кварцевые кератофиры). Восточный комплекс включает полосчатые кумулятивные габбро (габбро Аксиос), комплекс параллельных даек и лавы (базальты и кварцевые кератофиры). Эти породы прорваны габброидными кумулятами (габбро Пили) и магматическими брекчиями диоритового и реже гранитного состава. В свою очередь, весь этот комплекс пород сечется гранитами, возраст которых 150 млн лет (поздний келловей—ранний оксфорд).

Взаимоотношения пород в восточном комплексе показывают, что габбро Аксиос во время становления более молодых магматических комплексов было уже раскристаллизовано и повернуто на 90° в вертикальной плоскости. Кроме того, строение дайкового комплекса говорит о том, что его формирование происходило в условиях сдвигового поля напряжений, сжатие внутри которого было ориентировано в северо-северо-восток—юго-юго-западном направлении, а растяжение направлено на запад-северо-запад—восток-юго-восток. Эти движения привели к образованию складок в габбро Пили во время их кристаллизации и к формированию брекчий [10].

Своеобразно также строение офиолитового комплекса, вскрытого в районе Чалкидики на юге Вардарской зоны. Северная часть этого массива сложена ультраосновными и основными кумулятами, интрудированными вебстеритами и двупироксеновыми габбро. Возраст этих пород, определенный K-Ar методом, варьирует от 420±8 до 325±30 млн лет и может быть палеозойским [53]. Эти породы тектонически перекрыты кварцевыми диоритами с большим количеством даек. Как те, так и другие имеют известково-щелочную тенденцию. Выходы подушечных лав, имеющих характер абиссальных толеитов и пород комплекса параллельных даек, пространственно не связаны с областью развития кумулятов. Эти лавы имеют юрский возраст и переслаиваются с осадками, имеющими континентальное происхождение.

Изложенный выше материал говорит о том, что офиолиты Центральной провинции в целом формировались в условиях, резко отличающихся от таковых Западной провинции. Анализ их разрезов и взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими породами, недавно проведенный Ж. Бебиеном и его соавторами, привел этих исследователей к выводу, что для этого района пространственная ассоциация перидотитов, кумулятов и лав с существенно различным характером, так же как и эволюция магматизма во времени, исключает присутствие настоящего океана атлантического, индийского или тихоокеанского типа. Эти черты лучше объясняются системой краевых бассейнов и островных дуг [11].

Однако эти выводы не представляются нам бесспорными. Не исключено, что офиолиты Субпелагонийской зоны (Пиндос, Отрис и др.), так же как и офиолиты, перекрывающие Пелагонийскую зону (например, массив Вуринос), некогда представляли собой единую систему покровов, шарьированную из Вардарской зоны в поздней юре—раннем мелу. В этом случае бассейн с океанической корой в юрское время располагался между Пелагонийским

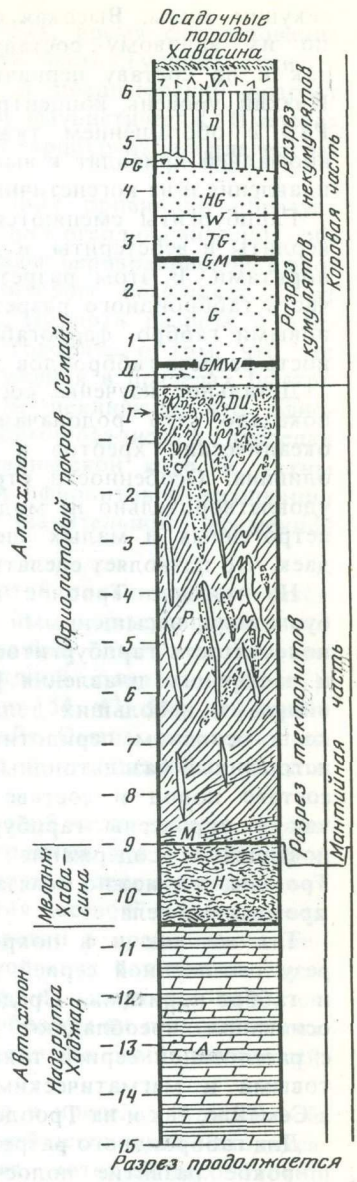


Рис. 5. Сводная стратиграфическая колонка района Вади Таин-Ибра (юго-восточная часть Оманских гор по [29])

A — надгруппа Хаджар (шельфовые и платформенные карбонатные отложения средней перми — позднего мела; *H* — покров Хавасина (пермь или триас — поздний мел: главным образом обломочные известняки, радиоляриты и меланж); офиолитовый покров Семайл: *M* — метаморфические породы (амфиболиты, метакремни, зеленые сланцы, филлиты), *P* — перидотиты — тектониты, главным образом гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов; *DU* — кумулятивные дуниты; *G* — кумулятивные полосчатые габбро с горизонтами меланократовых габбро и верлитов (*GMW*) и меланократовых габбро (*GM*); *TG* — кумулятивные массивные габбро; *W* — верлитовая зона в кровле кумулятивного габбро; *HG* — верхнее (некумулусное) габбро; *PG* — плагиограниты; *D* — комплекс параллельных диабазовых даек; *V* — массивные и подушечные базальты. *I, II* — граница Мохоровичича: *I* — петрологическая, *II* — сейсмическая

массивом (краевое поднятие африканской пассивной окраины) и западной частью Сербско-Македонского массива (активная окраина Европейской плиты). Внутри этого бассейна, ширина которого по разрезам офиолитовой ассоциации не восстанавливается, в конце поздней юры в условиях сжатия и сдвиговых деформаций происходило формирование островных дуг и окраинных морей. Не исключено, что дифференцированные вулканические серии этого этапа возникли на комплексах пород, сформировавшихся в условиях внутриокеанической оси спрединга (например, "нормальная" часть разреза массива Отрис и нижняя часть массива Вуринос) и придвинутых к Пелагонийскому массиву в процессе спрединга.

Восточная провинция. К этой провинции относятся офиолитовые комплексы, располагающиеся к востоку от Греции и включающие массивы Турции, Малого Кавказа, Кипра, Сирии, Ирана (Внутренний Загрос) и Омана. Несмотря на некоторое различие в строении офиолитовых разрезов этой области (здесь выделен ряд подпровинций), в них наблюдаются общие черты, позволяющие объединить их в единую группу .

Для целей настоящей работы наиболее важными представляются следующие общие черты.

1. Все офиолиты провинции обдуцированы на континентальные окраины (пассивные на юге, активные на севере) в позднем мелу. Время надвигания отдельных массивов внутри этого интервала несколько разнится. Так, на Малом Кавказе оно датируется серединой коньякского времени [3], на Кипре и в Сирии совпадает с серединой маастрихта [32, 34], в Загросе оно предпозднекампанское [30], а в Омане — предмаастрихтское [22].

2. Разрезы офиолитового комплекса обладают большей полнотой и мощностью по сравнению с Западной и Центральной провинциями (рис. 5). В их основании всегда располагаются мантийные тектониты — гарцбургиты, в Омане достигающие мощности 9 км [29]. Здесь система уплощенности и полосчатости гарцбургитов образовалась при высокотемпературном пластическом течении; согласные с ней дунитовые тела насыщают гарцбургиты в нижней части разреза; вблизи контакта с габброидами они чаще образуют

секущие жилы. Высокая степень истощения гарцбургитов устанавливается как по их валовому составу — с низкими содержаниями CaO, Al, Ti, Na, так и по составу первичных минералов, обедненных теми же компонентами. Низкий уровень концентрации РЗЭ, V-образная форма кривой распределения РЗЭ с обогащением тяжелыми РЗЭ, а также с отрицательной европиевой аномалией приводят к выводу, что гарцбургиты испытали два этапа частичного плавления и не когенетичны полностью габброидным "коровым" сериям [44].

Гарцбургиты сменяются мощной расслоенной серией, включающей дуниты, верлиты и вебстериты, и далее — полосчатыми оливиновыми габбро и габбро-норитами. В этом разрезе выделено несколько циклических единиц. Верхняя часть габброидного разреза представлена изотропными амфибол-клинопироксеновыми габбро, феррогаббро и роговообманковыми диоритами. Общая мощность разреза габброидов достигает 5 км.

Детальное изучение состава пород и минералов расслоенной серии [43, 55] показало, что родоначальный расплав был близок к толеитам срединно-океанических хребтов и кристаллизация шла с ранним фракционированием оливина. Особенности строения и состава расслоенной серии петрологически удовлетворительно не моделируются. Общий состав габброидов по содержанию петрогенных и малых элементов, а также РЗЭ близок к составу диабазовых даек, что позволяет сделать вывод о когенетичности этих пород [43, 44].

На массиве Троодос нижняя часть офиолитового разреза сложена гарцбургитами, насыщенными линзами и жилами дунитов. Сложнодеформированная полосчатость гарцбургитов возникла во время субсолидусной рекристаллизации и частичного плавления [36]. Сегрегации базальтоидного магматизма сохранились в небольших телах плагиоклазовых лерцолитов среди гарцбургитов, но в основном перидотиты Троодоса представляют собой материал, крайне истощенный базальтоидными компонентами. Это отражено в общем химическом составе пород и составе пироксенов, так же сильно обедненных Al и Ti, как и пироксены гарцбургитов покрова Семайл (см. рис. 1—3). Несколько повышенное содержание Na_2O в пироксенах и породе в целом в массиве Троодос, возможно, связано с тем, что анализированы породы, вмещающие хромитовые тела.

Так же как и в покрове Семайл, гарцбургиты сменяются вверх по разрезу расслоенной серией: дунитами, верлитами, пироксенитами, троктолитами и габбро-норитами. Среди ультрабазитов "переходной зоны", особенно в ее основании, преобладают дуниты, а так как гарцбургиты ближе к контакту с расслоенной серией также обогащаются дунитами, то граница между реститовыми и магматическими кумулятивными ультрабазитами неотчетлива как в Семайле, так и на Троодосе.

Для габброидного разреза Троодоса в целом характерно циклическое строение, широкое развитие полосчатых текстур и их деформация, нарастание доли клинопироксеновых габбро вверх по разрезу и обилие тел гранофиров между габбро и комплексом параллельных даек. Комплекс параллельных даек диабазового состава (мощность 1,5—2 км в покрове Семайл и 1.2—1,4 км на массиве Троодос) прорван маломощными телами плагиогранитов. Венчается разрез лавовой серией, в которой, как и на массиве Троодос, в Сирии, Омане и на Малом Кавказе могут быть выделены верхние и нижние пиллоу-лавы.

3. Верхняя граница формирования офиолитового разреза достаточно точно устанавливается, с одной стороны, изотопными, а с другой — палеонтологическими методами, указывающими главным образом на сеноман-туронский ее возраст[1]. Однако нижний предел возраста вулканических серий разреза

[1] Краткий обзор по этому вопросу был недавно сделан одним из авторов настоящей работы [4]. Здесь мы не будем дополнительно обращаться к этому вопросу.

вплоть до настоящего времени остается неясным. Так, время формирования комплекса параллельных даек Хатая (юго-восточная часть Турции) лежит в интервале 150—110 млн лет (оксфорд—апт [23]), а позднеюрский возраст нижних пиллоу-лав на Малом Кавказе [33] доказан фаунистически. Имеются указания и на досреднеюрский (палеозойский?) возраст гарцбургитов и плагиогранитных даек на Малом Кавказе [5, 1].

4. Большинство офиолитовых комплексов Восточной провинции образует две группы разрезов, сформировавшихся в разных палеогеодинамических обстановках. К первой группе, включающей все массивы периаравийской офиолитовой дуги [50], относится бóльшая часть офиолитового комплекса — от гарцбургитов до нижних пиллоу-лав включительно. Полнота разреза и присутствие комплекса параллельных даек позволяют говорить о том, что эта группа пород была сформирована в обстановке растяжения в пределах быстро расширяющейся зоны спрединга. В то же время не исключено, что офиолитовые массивы Понтид и Малого Кавказа сформировались в пределах зоны спрединга, возникшей на палеозойской(?) океанической коре, и, таким образом, между формированием самой нижней части офиолитовой ассоциации и ее вулканическими сериями здесь существует значительной временнóй разрыв.

Ко второй группе разрезов вулканических серий этой провинции относятся верхние пиллоу-лавы, имеющие внеосевой характер. Это дифференцированная щелочная базальт-андезит-дацитовая и дифференцированная базальт-риолитовая толеитовые серии Малого Кавказа и Северо-Западной Анатолии [2, 61], бонинитовый тип верхних пиллоу-лав Кипра и Сирии [54, 47, 59], дифференцированный тип вулканитов формаций Олли и Ласайл Омана, варьирующий от пикритовых базальтов и андезитов до риолитов и обсидиановых стекол [9].

Таким образом, можно думать, что формирование этой части разреза происходило в условиях внутриокеанических незрелых островных дуг и подводных гор. Если такая точка зрения разделяется большинством перечисленных авторов, то палеогеодинамическая обстановка образования "осевой" части разреза офиолитового комплекса неясна: был ли он сформирован в срединно-океаническом хребте или возник в окраинном бассейне в условиях задугового спрединга. На этот счет, особенно для Кипра и Омана, в литературе имеются противоположные точки зрения, основанные главным образом на геохимических данных. Подробный разбор этих взглядов далеко выходит за рамки настоящей работы.

Приведенный фактический материал показывает, что в пределах Альпийской складчатой области состав мантийной части офиолитовой ассоциации находится в явной связи с объемом магматического материала, который ассоциирует с лерцолитами и гарцбургитами в крупных геологических регионах или даже в отдельных массивах.

Западная провинция (от Корсики и Апеннин до северной части Динарид) [51] характеризуется лерцолитовым составом мантийной части офиолитового разреза, ограниченным развитием габбровой серии и отсутствием комплекса параллельных даек. Маломощная серия базальтов типа толеитов срединно-океанических хребтов и титонские яшмы с перерывом и метаморфическим несогласием перекрывают эти породы. Характерно присутствие горизонтов офиолитокластовых брекчий как под базальтами и радиоляритами, так и внутри них.

Центральная провинция [51], включающая складчатую систему Динарид—Эллинид, характеризуется дунит-гарцбургитовым составом мантийной части разреза, появлением крупных массивов габброидов, спорадическим присутствием комплекса параллельных даек и пестрым составом вулканических

серий (от толеитов срединно-океанических хребтов до дифференцированных известково-щелочных). Возраст вулканитов домеловой.

В Восточной провинции офиолиты объединяет их общее структурное положение в единой системе покровов, присутствие дунит-гарцбургитов, мощных габбровых серий, комплекса параллельных даек и двух вулканических серий, первая из которых может быть приравнена к островодужной (Кипр) или к океанической (Семайл), а вторая (верхняя) носит типично островодужный характер.

Рассматривая лерцолиты и гарцбургиты как в разной степени деплетированный рестит от выплавления базальтовой магмы, можно сделать вывод о разной степени истощения первичного мантийного материала (лерцолита) в Западной и Восточной провинциях Альпийской складчатой области.

Степень деплетированности мантийного материала, очевидно, зависит от двух геологических причин (без учета крупномасштабных "первичных" неоднородностей мантии). К первой из них относится скорость спрединга в хребтах, в которых происходит подъем мантийного диапира. При его быстром подъеме степень деплетированности незначительна и бóльшая часть базальтовой выплавки как бы консервируется внутри лерцолита. При медленном подъеме мантийного вещества выплавленная магма базальтового состава успевает отделиться от мантийного диапира, который приобретает состав гарцбургита. Отсюда, казалось бы, напрашивается вывод, что офиолитовые ассоциации, в составе которых преобладают лерцолиты, возникли в быстро расширяющихся хребтах, а те, в основании которых располагаются гарцбургиты, — в хребтах с медленным растяжением. Если этот принцип в какой-то мере справедлив для "лерцолитового" типа офиолитов, то он встречает большие трудности применительно к "гарцбургитовому" типу. Это затруднение связано с тем (вторая причина), что мантийная часть офиолитового разреза может быть вовлечена в последующее плавление уже вне пределов центра спрединга.

Такая возможность может существовать в тех бассейнах, где океаническая кора, зародившаяся в зонах спрединга, в процессе своего раздвижения проходит над мантийными струями и(или) попадает во внутриокеаническую зону субдукции, где лерцолит, возникший в срединном хребте, может быть преобразован в гарцбургит. Очевидно, что геодинамический режим областей формирования нижних частей офиолитовых разрезов и их палеогеографическая обстановка могут быть установлены в результате детального изучения всего разреза офиолитового комплекса. Действительно, присутствие в нем образований, сходных с породами срединно-океанических хребтов и(или) подводных гор, островных дуг, возникших на океаническом основании, может дать ключ к пониманию истории формирования мантийной части офиолитового разреза.

Используя эти принципы, кратко рассмотрим строение и историю развития океанического бассейна Тетиса в мезозое.

Анализ чисто геологических и геофизических (возраст магнитных аномалий Южной Атлантики) данных дает нам вполне сопоставимую картину, которая позволяет говорить следующее.

Западная часть мезозойского Тетиса (Лигуриды, Альпы, северная часть Динарид) возникла в позднем триасе—ранней юре в результате раскола Пангеи и является, таким образом, новообразованной. Если в этой области и существовала зона спрединга, то она прекратила свое развитие уже к концу поздней юры—началу раннего мела, когда в результате направленного на восток движения Африки ее часть (Адрия) столкнулась с южной частью Европейско-Азиатской плиты в районе Сербско-Македонского и Родопского массивов. Таким образом, океаническая стадия в этой области охватывает интервал в 80—90 млн лет. Иная картина восстанавливается для Восточной

провинции Тетиса, которая уже в середине перми представляла собой краевую часть палео-Пацифики. Поскольку последние магматические серии офиолитовой ассоциации здесь датируются сеноманом—туроном, то период образования океанической коры охватывает интервал минимум в 200—220 млн лет. Учитывая изложенный в первой части работы материал о полноте и типе разрезов офиолитовой ассоциации, можно прийти к выводу, что в области кратковременного спрединга мантийная (реститовая) часть офиолитовой ассоциации оказалась слабо преобразованной и практически сохранила свой первичный — лерцолитовый состав. Это подтверждается сравнением составов лерцолитов Западной провинции с лерцолитами мантийных диапиров, внедренных в континентальную кору (Бени-Бушера, Ронда, Лерц, Ланцо и др.), которые считаются почти недеплетированной "подафриканской" мантией [49, 40, 17]. В частности, отношения Al_2O_3/Cr_2O_3, TiO_2/Cr_2O_3 и Na_2O/Cr_2O_3 в минералах лерцолитов, являющиеся чувствительными индикаторами степени деплетирования мантийного вещества, очень близки для лерцолитов внешних Лигурид, северных Динарид, массивов Ланцо, Ронда и о-ва Зебергед [15] в Красном море.

В области с длительным периодом океанической стадии развития вероятность повторного вовлечения мантийного вещества в частичное плавление была выше, что в конечном итоге и приводило к формированию значительных масс гарцбургитов с очень низкими отношениями Al_2O_3/Cr_2O_3, TiO_2/Cr_2O_3 и Na_2O/Cr_2O_3 (см. рис. 1—3).

Если мы правы в этой части своих выводов, то можно думать, что неоднородности в верхней мантии могли возникать не только в результате глубинной дифференциации вещества нашей планеты на ранних стадиях ее развития [6], но и в процессе преобразования верхнемантийного материала за относительно короткие и вполне обозримые промежутки геологического времени. Иными словами, полнота и состав магматических серий в пределах коры океанического типа (в офиолитах) могут быть обусловлены не только изначальными неоднородностями в верхней мантии. Эта неоднородность может возникнуть в процессе развития конкретной геологической структуры (в рассматриваемом случае — бассейна с корой океанического типа).

Мы не исключаем, что именно с этой причиной (с различной историей развития) может быть связана неоднородность состава верхней мантии в пределах разных структурных зон современных океанов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гасанов Т.Аб.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Геотектоника. 1979. N 5. С. 86—97.
2. *Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты) // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 117—121.
3. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267.)
4. *Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. N 2. С. 3—15.
5. *Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С.* О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 11. С. 133—137.
6. *Пущаровский Ю.М.* О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 13—18.
7. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Apennine ophiolites: a peculiar Oceanic crust // Ofioliti. 1980. Vol. 2. P. 59—96. (Spec. iss.)
8. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Oceanic metamorphism and Tectonics in Western "Tethys" // Ofioliti. 1984. Vol. 9, N 3. P. 245—278. (Suppl.).
9. *Alabaster T., Pearce J.A., Mallick D.I.J., Elbonshi I.M.* The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite // Intern. Ophiol. Symp., Cyprus, 1979. Nicosia, Geol. surv. Dep. 1980. P. 751—757.
10. *Bebien J.* L'association ignee de Guevgueli // Workshop on Vourinos-Guevgueli Ophiolites. Field excursion Guidebook, Bologna, 1983. P. 27—34.
11. *Bebien J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P.* Diversity of the Greek ophiolites:

birth of oceanic basins in transcurrent system // Ofioliti. 1980. Vol. 2. P. 129—197. (Spec. iss.).
12. *Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Paupy A.* The Vourinos ophiolitic complex (Greece) has been created in an island arc setting: petrographic and geochemical evidence // Ibid. 1978. Vol. 3. P. 62—63.
13. *Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites; application to some ophiolites // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16. P. 1874—1882.
14. *Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ferrara G., Innocenti F.* Fission track ages of zircons and apatites from Northern Apennines Ophiolites // Fortschr. Miner. 1973. Vol. 50. P. 51—53.
15. *Bonatti E., Hamlyn P., Ottonello G.* Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Zabargad (Red Sea) // Geology. 1981. Vol. 9, N 10. P. 474—479.
16. *Bortolotti V., Dal Piaz G.V., Passerini P.* Ricerche sulle ofioliti delle catene Alpine. 5. Nuove osservetioni sul Massicio del Vourinos (Grecia) // Boll. Soc. Geol. Ital. 1969. Vol. 88. P. 35—45
17. *Boudier F.* Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89, N 10. P. 1574—1591.
18. *Brunn J.H.* Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macedoine occidental // Ann géol. Pays Hellén. 1956. Vol. 7. 358 p.
19. *Capedri S., Venturelli G., Bocchi G.* et al. The geochemistry and petrogenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74. P. 189—200.
20. *Capedri S., Venturelli G., Vernia L.* An unusual ophiolitic sequence in northern Pindos, Greece // Ofioliti. 1982. Vol. 7, N 2/3. P. 201—204. (Spec. iss.).
21. *Cnannell J.E.T., D'Argenio B., Horrváth F.* Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean Paleogeography // Earth. Sci. Revs. 1979. Vol. 15. P. 213—292.
22. *Coleman R.* Tectonic Setting for Ophiolite Obduction in Oman // J. Geophys. Res. Vol. 86. P. 2497—2508.
23. *Delaloye M., Souza H. de, Wagner J.J., Hedley I.* Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean // Ophiolites. Proc. Intern. Oph. Symp., Cyprus, 1979: Nicosia, Geol. Surv. Dept. 1980. P. 292—295.
24. *Ditrich V.J.* The distribution of ophiolites in the Alps // Ofioliti. 1980. Vol. 2. P. 7—52. (Spec. iss.).
25. *Ernst W.G., Piccardo G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites. I. Mineral and bulk-rock chemistry // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 219—237.
26. *Frey F.A.* Rare earth abundances in alpine ultramafic rocks // Phys. Earth. and Planet. Intern. 1970. Vol. 3. P. 323—330.
27. *Gianelli G., Principi G.* Studies on mafic and ultramafic rocks. 4. Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Boco area (Ligurian Apnenine) // Boll. Soc. geol. ital. 1974. Vol. 93. P. 277—308.
28. *Harkins M.E., Green II H.W., Moores E.H.* Multiple intrusive events documented from the Vourinos ophiolite complex, Greece // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280A. P. 284—295.
29. *Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T.* et al. Geologic section through the Semail Ophiolite and associated rocks along a Muscat Ibra Transect, Southeastern Oman Mountains // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N 134. P. 2537—2544.
30. *James G.A., Wynd J.G.* Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1965. Vol. 49. P. 2182—2254.
31. *Karamata S., Majer V., Pamic J.* Ophiolites of Jugoslavia // Ofioliti. 1980. Vol. 1. P. 105—125. (Spec. iss.).
32. *Kazmin V.G., Kulakov V.V.* Geological map of Syria: Report on the Geological Survey. Moscow, 1968. 124 p.
33. *Knipper A.L.* The tectonic position of ophiolites of the lesser Caucasus // Intern. Ophiol. Symp., Cyprus, 1979. Geol. Surv. Dept., Nicosia, 1980. P. 372—376.
34. *Lapierre H.* Les formations sedimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leur relation avec le massif du Troodos (Chypre occidentale) // Mem. Soc. geol. fr., LIV. 1975. Vol. 123. 322 p.
35. *Maalóe S., Aoki K.* The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites // Contribs Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 63. P. 161—173.
36. *Menzies M., Allen C.R.* Plagioclas-lherzolite-residual mantle relationships within two Eastern Mediterraneen Ophiolites // Ibid. 1974. Vol. 45. P. 197—213.
37. *Moores E.M.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1969. Vol. 118. 74 p.
38. *Moores E.M., Vine J.F.* The Troodos massive: Cyprus and other ophiolites as oceanic crust; evaluation and implications // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1971. Vol. 268. P. 443—466.
39. *Noiret G., Montigny R., Allegre C.J.* Is the Vourines complex an island arc ophiolite? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 375—386.
40. *Obata M.* The Ronda peridotite: garnet-, spinel- and plagioclase lherzolite facies and the P-T trajectories of a hig-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. Vol. 21. P. 533—572.
41. *Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Ophiolitic sequences in Corsica // Ofioliti. 1980. Vol. 2. P. 53—58. (Spec. iss.).
42. *Ottonello G., Piccardo G.B., Ernst W.G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites. II. Rare earth element chemistry // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 1273—1284.
43. *Pallister J.S., Hopson C.A.* Samail Ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, Cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma Chamber // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N B 4. P. 2593—2644.
44. *Pallister J.S., Knight R.* Rare-earth element

geochemistry of the Samail Ophiolite near Jbra Oman // Ibid. P. 2673—2697.
45. *Pamic J., Majer V.* Ultramafic rocks of the Dinaride central ophiolite zone in Jugoslavia // J. Geol. 1977. Vol. 85. P. 553—569.
46. *Pamić J.* Consideration on the boundery between lherzolite and harzburgite subprovinces in the Dinarides and Northern Hellenides // Ofioliti. 1983. Vol. 8, N 1. P. 153—164.
47. *Parrot J.F.* Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire // Traveans et document de l'O.R.S.T.O.M. P., 1977. Vol. 72. P. 327.
48. *Piccardo G.* Petrologia del massiccio lherzolitico di Suvero (La Spezia) // Ofioliti. 1976. Vol. 1, N 2. P. 279—317.
49. *Reuber J., Michard A., Chalonan A., Juteau T., Jermoumi B.* Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation // Tectonophysics. 1982. Vol. 82. P. 231—251.
50. *Ricou L.-E.* Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place en Crétacé superier // Rev. géogr. phys. et géol. dyn. 1971. Vol. 13. P. 327—349.
51. *Rossi G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* The duality of tethyan ophiolites // Petrology. 1975. Vol. 1. P. 172—174.
52. *Ross J.V., Mercier J.C.C., Ave Lallement H.G.* et al. The Vourinos ophiolite complex, Greece: the tectonite suite // Tectonophysics. 1983. Vol. 70. P. 63—83.
53. *Sapountzis S.E.* The Thessaloniki gabbros // J. Petrol. 1979. Vol. 20, N 1. P. 37—70.
54. *Sharaskin A.Ja., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.* Marianites: the clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench // Intern. Ophiol. Symp., Cyprus. Geol. Surv. Dept. Nicosia, 1979. Nicosia, 1980. P. 473—479.
55. *Smewing J.* Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N B 4. P. 2645—2659.
56. *Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen: die Schardtschätze über faltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseebsätze und der ophiolitischen Massengesteine // Ber. Naturforsch. Ges. Freibung im Breisgau. 1905. Bd.16. S. 1—49.
57. *Steinmann G.* Die ophiolischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Rep. 14th // Intern. Geol. Congr. Madrid, 1927. Vol. 2. P. 638—667.
58. *Terry J.* A propos d'un métamorphisme antérieur aux déformation tangentielles dans les ophiolites du Pinde septentrional (Grèce) // C.r. Acad. sci. Ser. D 23. 1973. P. 2609—2611.
59. *Thy P.* The nature of the Troodos boninites: a comparison with Mariana, Papua and Bonin high-magnesin andesites // Ofioliti. 1983. P. 56. (Suppl.; Vol. 8.).
60. *Wyllie P.J.* Ultramafic rocks and the upper mantle // Miner. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. N 3. P. 3—32.
61. *Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V.* et al. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus // Ofioliti. 1983. Vol. 8, N. 3. P. 439—466.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю.М. Пущаровский. **Проект "Литос"** ... 3

Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве. **Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор)** ... 5

Г.Н. Савельева. **Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов.** ... 19

Е.Е. Лазько. **Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового океана** ... 27

Б.П. Золотарев. **Сравнительная геолого-петрохимическая характеристика базальтоидов второго слоя океанической коры (опыт выделения вулканических формаций в Тихом и Атлантическом океанах)** ... 38

И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, А.А. Стрижкова. **Базальтовый магматизм Тихого океана и проблема петрогеохимической неоднородности тектоносферы** ... 45

Г.Н. Старицына, Ю.И. Томановская, С.М. Табунов. **Структурно-магматическое районирование базальтов центральной части Тихого океана** ... 55

В.Г. Сахно, Ю.А. Мартынов. **Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана** ... 65

А.Д. Щеглов, В.Б. Курносов, И.Н. Говоров. **Гидротермальные преобразования базальтовой коры и металлогения Тихого океана** ... 92

Т.В. Молчанова. **Некоторые провинциальные петро- и геохимические особенности базальтоидов Индийского океана** ... 96

А.С. Перфильев, М.А. Ахметьев, А.Р. Гептнер, Ю.И. Дмитриев, Б.П. Золотарев, С.Г. Самыгин. **Третичные базальты Исландии и проблема спрединга** ... 102

Л.Н. Когарко. **Магматизм островов Мирового океана и неоднородность верхней мантии Земли** ... 113

В.М. Ряховский, Ю.В. Миронов, А.В. Абрамов. **Распределение петрохимических типов магматических пород океанов в пространстве и во времени** ... 121

Е.В. Шарков, А.А. Цветков. **Геодинамические режимы океанов и магматические серии** ... 131

И.П. Лукашевич, А.Г. Горшков, Е.И. Приставакина. **Сравнительный анализ составов выплавок океанических базальтов и условий их формирования** ... 141

Ю.А. Балашов, С.Ф. Карпенко, Н.М. Сущевская, Л.В. Дмитриев, А.В. Ляликов. **Латеральная и вертикальная неоднородность верхней мантии океанических областей по изотопным и геохимическим данным** ... 148

С.Ф. Карпенко, Ю.А. Балашов, А.Я. Шараськин, А.В. Ляликов. **Изотопно-геохимическая неоднородность верхней мантии зоны активных окраин материков** ... 159

Л.Л. Перчук, Т.И. Фролова. **К проблеме происхождения глубоководных впадин у активных окраин континентов** ... 163

А.Л. Книппер, Г.Н. Савельева. **Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития** ... 168

CONTENTS

Yu.M. Pushcharovsky. **The "Lithos" projest** 3

Yu.M. Pushcharovsky, A.A. Peyve. **Oceanic basalts and the problem of mantle heterogeneity (General survey)** 5

G.N. Savelieva. **The upper mantle heterogeneities in ultrabasites compositions of ophiolites of continents and oceans** 19

E.E. Las'ko. **Petrochemical types and provinces of the world ocean ultrabasites** 27

B.P. Zolotarev. **A comparative geologic-petrochemical characteristics of basaltoids of the second layer of the oceanic crust (an approach to volcanic formations subdivision in the Pacific and Atlantic oceans)** 38

I.N. Govorov, E.D. Golubeva, A.A. Strizhkova. **The Pacific basaltic magmatism and the problem of petrogeochemical heterogeneities of tectonosphere** 45

G.N. Staritsina, Yu.I. Tomanovskaya, S.M. Tabunov. **Structural-magmatic zoning of the central part of Pacific basaltic basement** 55

V.G. Sakhno, Yu.A. Martynov. **Magmatism and fluid regime peculiarities of the Pacific ocean major structures** 65

A.D. Shcheglov, V.B. Kurnosov, I.N. Govorov. **Hydrothermal alterations in the basaltic crust and the Pacific metallogeny** 92

T.V. Molchanova. **Some regional petro- and geochemical features of the Indian ocean basaltoids** 96

A.S. Perfiliev, M.A. Ahmetiev, A.R. Geptner, Yu.I. Dmitriev, B.P. Zolotarev, S.G. Samygin. **Icelandic tertiary basalts and the problem of spreading** 102

L.N. Kogarko. **Magmatism of the world ocean islands and heterogeneities of the earth's upper mantle** 113

V.M. Ryahovsky, Yu.V. Mironov, A.V. Abramov. **The distribution of petrochemical types of oceanic magmatic rocks in space and time** 121

E.V. Sharkov, A.A. Tsvetkov. **Geodynamic regimes of oceans and magmatic series** 131

I.P. Lukashevitch, A.G. Gorshkov, E.I. Pristavakina. **A comparative analysis of compositions of oceanic basalts busions and conditions of their formation** 141

Yu.A. Balashov, S.F. Karpenko, N.M. Sushchevskaya, L.V. Dmitriev, A.V. Lyalikov. **Isotopic and geochemical evidence for lateral and vertical oceanic upper mantle heterogeneities** 148

S.F. Karpenko, Yu.A. Balashov, A.Ya. Sharas'kin, A.V. Lyalikov. **Isotopic-geochemical upper mantle heterogeneities in active continental margins** 159

L.L. Perchuk, T.I. Frolova. **On the origin of deep-sea basins in active continental margins** 163

A.L. Knipper, G.N. Savelieva. **Lateral heterogeneities of the Tethis upper mantle in the light of its evolution** 168

УДК 552.313

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. **Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор)** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 5—19.

Многочисленные петрохимические и геохимические исследования базальтов второго слоя океанической коры свидетельствуют о различии их состава. Особенное значение при этом имеют редкие и рассеянные элементы. Отмечаются существенные различия также в изотопных отношениях Sr, Nd, Pb и некоторых других элементов. Выясняется возможность выделения в базальтах океанов петрографических и геохимических провинций. Обсуждается соответствие этих провинций океаническим тектоническим единицам или структурным районам. Обращается внимание на латеральную гетерогенность мантии, что вызывает неоднородности в составе базальтов.

Библиогр. 62 назв.

УДК 550.4+552.3

Савельева Г.Н. **Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 19—27.

Рассмотрены вариации состава верхнемантийного вещества, проявленные в особенностях химизма минералов реститовых ультрабазитов. В этих породах ядра пироксенов ранних поколений наименее обеднены Al, Ti, Na и Cr и наиболее приближены по составу к минералам исходного вещества (лерцолита), вовлеченного в частичное плавление. По величинам отношений Al_2O_3/Cr_2O_3, TiO_2/Cr_2O_3, Na_2O/Cr_2O_3 выделены три группы мантийных ультрабазитов, которые принадлежат к разрезам с разным строением и историей развития.

Предполагая, что реститовые ультрабазиты офиолитов и океана представляют собой фрагменты масс подкоровой области, можно распространить данные по их составу на верхнюю часть мантии и сделать вывод о ее латеральной неоднородности. Она проявлена в планетарном и региональном масштабах. Планетарная неоднородность первична относительно региональной и, вероятно, формировалась на ранних этапах развития коровой оболочки Земли: в мантийных ультрабазитах островного склона желобов сохранились отношения петрогенных элементов, свойственные таковым в срединно-океаническом хребте.

Табл. 1. Ил. 8. Библиогр. 29 назв.

УДК 552.321.6:552.23.(260)

Лазько Е.Е. **Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового океана** // Твердая кора океанов (проект "Литос").М.: Наука, 1987. С. 27—38.

Анализ состава гипербазитов Мирового океана проведен с учетом их петрографии и необратимых аллохимических превращений сильно измененных пород. Среди сохранивших первичные черты образований выделены три петрохимических типа периодитов — лерцолитовый, гарцбургитовый и железистых перидотитов. Распределение пород первых двух типов в морфоструктурах дна позволяет наметить в Мировом океане три петрохимические мегапровинции гипербазитов: 1) гарцбургит-лерцолитовую молодых океанов (Атлантический и Индийский); 2) лерцолит-гарцбургитовую Тихоокеанскую; 3) сильно истощенных гарцбургитов активных окраин океана. Возникновение разных петрохимических мегапровинций гипербазитов, маркирующих крупные вещественные неоднородности подкорового слоя океанической литосферы, связывается с вариациями интенсивности тектоно-магматических процессов в соответствующих геодинамически активных зона.

Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 28 назв.

УДК 552.30

Золотарев Б.П. **Сравнительная геолого-петрохимическая характеристика базальтоидов второго слоя океанической коры (опыт выделения вулканических формаций в Тихом и Атлантическом океанах)** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 38—45.

Глубоководное бурение, драгирование разломных зон океанического дна, склонов подводных гор и глубоководных желобов в сочетании с геофизическими сведениями дали обширный материал для выявления геологического строения второго слоя океанической коры. Изучение формы проявления вулканизма, петрографии и геохимии эндогенных пород океана показало, что на обширных его пространствах расположены устойчивые парагенетические ассоциации родственных петрогенетических серий. Установлено, что к различным тектоническим структурам дна океана приурочены разные ассоциации вулканических пород. Этим ассоциациям в работе придается значение вулканических формаций. Обсуждается проблема неоднородности мантии. Приводятся карты тектонических структур Тихого и Атлантического океанов, геолого-геохимическая характеристика вулканических пород, слагающих эти структуры, и предлагается их петрогенетическая интерпретация.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 16 назв.

УДК 550.42+552.11

Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А. **Базальтовый магматизм Тихого океана и проблема петрогеохимической неоднородности тектоносферы** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 45—54.

Обобщение обширных опубликованных и оригинальных данных, полученных при глубоководном бурении и драгировании дна Тихого океана, позволяет выделить восемь главных геохимических типов толеитов и щелочных базальтов и наметить ряд петрогеохимических провинций и субпровинций, различающихся интенсивностью развития тех или иных типов базальтов.

Формирование геохимических провинций связывается с вертикальными и латеральными неоднородностями состава тектоносферы Тихого океана. Предполагается трехслойное ее строение (не считая коры): нижний слой — гроспидит — эклогитовый, средний — эклогитовый и верхний — перидотитовый (пиролитовый). Латеральные неоднородности состава эклогитовых слоев рассматриваются как главная причина возникновения провинций титанисто-железистых толеитов и высокотитанистых щелочных базальтов.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 48 назв.

УДК 551.263.037:552.11(265)

Старицына Г.Н., Томановская Ю.И., Табунов С.М. **Структурно-магматическое районирование базальтов центральной части Тихого океана** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 55—65.

В итоге проведенного структурно-магматического районирования ложа Тихого океана установлены типоморфные ассоциации магматических пород, появление которых связано с развитием различных типов геотектонических структур океанической коры — рифтогенных зон и абиссальных плит. Выделены две области развития рифтогенного магматизма. Западную часть Тихого океана занимает область мезозойского вулканизма, а восточную — кайнозойского. Они различаются не только по петрохимическим параметрам, но и по металлогеническим особенностям, что свидетельствует о латеральной и вертикальной неоднородности мантии.

Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.442:552.313+552.112(268)

Сахно В.Г., Мартынов Ю.А. **Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 65—91.

Обобщение данных о структуре и вещественном составе пород океанического ложа позволило выделить четыре основные суперпровинции Тихого океана: Восточную, Западную, ВТП и систему окраинных морей. Каждая суперпровинция включает несколько провинций, различающихся между собой по составу, строению и структурно-морфологическим особенностям слагающих пород. Приведена детальная геолого-геохимическая характеристика пород провинций ВТП, Центральной котловины и системы окраинных морей. Для каждой из них подчеркнута специфика магматизма, которая обусловлена не только глубинной генерацией магм и степенью плавления субстрата, но и его составом, мощностью, а также составом глубинных флюидов. Данные по составу газовой фазы, законсервированной в интрателлурических вкрапленниках, позволили установить определенные корреляции петрогеохимического состава магматических пород в структурах океана с особенностями флюидного режима их формирования.

На основании анализа комплекса данных делается вывод о крупных структурных и вещественных неоднородностях Тихого океана, о слоистом и гетерогенном строении мантии его провинций.

Табл. 4. Ил. 3. Библиогр. 51 назв.

УДК 552.3:553.21/24

Щеглов А.Д., Курносов В.Б., Говоров И.Н. **Гидротермальные преобразования базальтовой коры и металлогения Тихого океана** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 92—96.

Гидротермальное взаимодействие морской воды с породами базальтового слоя в условиях смектитовой фации является основным механизмом в геохимическом круговороте элементов между литосферой и гидросферой, активно влияющим на концентрирование металлов в верхней части коры океана. Вещество, экстрагированное из базальтов, определяет формирование сульфидной и барит-апатитовой минерализации в базальтовом фундаменте, а также сульфидных залежей в гидротермально активных участках дна океана и металлоносных осадков в обрамлении ВТП. Кроме того, элементы железо-марганцевой группы, поступающие в океан из корового (базальтового) источника гидротермального вещества, преобладают при образовании железо-марганцевых конкреций в пелагиали Тихого океана.

Табл. 3. Библиогр. 18 назв.

УДК 551.242

Молчанова Т.В. **Некоторые провинциальные петро- и геохимические особенности базальтоидов Индийского океана** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 96—101.

В статье приведены данные по петрохимии и геохимии базальтоидов некоторых провинций дна Индийского океана. Несмотря на ограниченное количество имеющихся материалов, они позволяют говорить о наличии гетерогенности первичных мантийных источников, из которых формировались породы.

Ил. 5. Библиогр. 14 назв.

УДК 551.241:552.323.5

Перфильеф А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р., Дмитриев Ю.И., Золотарев Б.П., Самыгин С.Г. **Третичные базальты Исландии и проблема спрединга** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 102—113.

Исследованы состав и строение платобазальтов восточного, западного и северо-западного районов Исландии для стратиграфического интервала 9-й палеомагнитной эпохи (8,7—10,2 млн лет). Установлены общие черты строения и характерные особенности, отличающие толщи базальтов и переслаивающихся с ними вулканогенно-осадочных отложений, для разных районов острова. Сопоставляются данные о строении дайковых роев восточной и северо-западной частей Исландии.

Для 9-й и смежных палеомагнитных эпох выделяются провинции платобазальтов — северо-западная и восточная, северная. Эти провинции различаются по мощности, типу излияний и по вещественному составу базальтов и, несомненно, связаны с разными магматическими источниками.

Ил. 8. Библиогр. 17 назв.

УДК 552.2

Когарко Л.Н. **Магматизм островов Мирового океана и неоднородность верхней мантии Земли** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 113—121.

На основании геохимических данных рассчитан состав верхней мантии в зонах щелочного магмообразования островов Южной Атлантики. Исследования показали, что проявления щелочного магматизма в течение геологического времени неразрывно связаны с гетерогенностью подкоровых зон. Блоки верхней мантии (аномальная мантия), являющейся источником магм повышенной щелочности, в значительной степени обогащены редкими литофильными некогерентными элементами, легкими редкими землями. Отмечается некоторая деплетированность мантийного субстрата в отношении тяжелых редких земель более древних зон верхней мантии. В исследованных областях наблюдается тенденция к уменьшению степени обогащенности аномальной мантии некогерентными элементами. Мантия океанических островов в целом менее обогащена редкими элементами по сравнению с подкоровыми зонами континентального магматизма. Выявлена связь степени гетерогенности верхней мантии с типом выплавляемых щелочных расплавов. Резко недосыщенные кремнекислотой высококальциевые магмы, обогащенные углекислотой, возникают в зонах мантийного субстрата, обогащенного Ba, Sr, Rb и др., а также легкими редкими землями.

Табл. 2. Ил. 8. Библиогр. 14 назв.

УДК 552.31:551.35

Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Абрамов А.В. **Распределение петрохимических типов магматических пород океанов в пространстве и во времени** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 121—131.

Методом многомерного кластерного анализа получена петрохимическая систематика коренных пород дна Мирового океана. Наиболее распространенные породы представлены тремя группами нормальных базальтов натриевой серии и субщелочными базальтами калиево-натриевой серии. Выявлены два тренда эволюции базальтов нормального ряда. Подтвержден вывод о более глубокой дифференцированности магматических источников в Индийском и Тихом океанах по сравнению с Атлантическим. Выявлен структурно-морфологический и временной контроль проявления выделенных типов базальтов. Показана относительная независимость путей развития различных морфоструктурных зон.

Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 18 назв.

УДК 552.11:552.32

Шарков Е.В., Цветков А.А. **Геодинамические режимы океанов и магматические серии** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 131—140.

Рассмотрена связь геодинамических режимов океанов с характером проявления присущего им магматизма. Выделяются четыре основных геодинамических режима: растяжения (срединно-

океанические хребты, острова на флангах хребтов), внутриплитный (острова типа "горячих точек", абиссальные плато и котловины), трансформный (трансформные разломы) и асейсмичных хребтов.

Показано, что в океанических обстановках могут быть выделены только три из существующих шести магматических серий (толеитовая, калиево-натриевые субщелочная и щелочная), причем толеитовая серия является "неспецифичной", или "сквозной", т.е. характерной для всех геодинамических режимов, а K-Na субщелочная и K-Na щелочная являются "специфическими", характерными только для океанических островов, трансформных разломов и асейсмичных хребтов.

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 23 назв.

УДК 550.89

Лукашевич И.П., Горшков А.Г., Приставакина Е.И. **Сравнительный анализ составов выплавок океанических базальтов и условий их формирования** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 141—147.

Методом численного моделирования рассчитаны температуры верхних магматических очагов Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия, Австрало-Антарктического поднятия и Красноморского рифта. Показано, что глубина расположения магматических очагов под хребтами с одинаковой скоростью спрединга примерно одинакова и различна для хребтов с сильно различающимися скоростями. Термический режим очагов зависит как от общей геодинамической, так и от региональной тектонической обстановки, в частности от местоположения крупных возвышенностей и трансформных разломов, от величины смещения оси рифтовой зоны по разлому, а также от степени трещиноватости литосферной плиты.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 11 назв.

УДК 552.3

Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Ляликов А.В. **Латеральная и вертикальная неоднородность верхней мантии океанических областей по изотопным и геохимическим данным** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 148—158.

При систематизации опубликованных и новых данных по изотопному составу Sr, Nd, Pb, благородных газов, геохимии отдельных элементов (Rb, K, Sr, РЗЭ и др.) и петрохимии толеитовых стекол, базальтов и перидотитов океанических областей установлены систематические различия между толеитами океанического дна, отражающими изотопно-геохимические особенности плагиоклазовой и шпинелевой фаций глубин и условий генерации толеитовых магм, между толеитами дна и островов, а также между толеитами и щелочными базальтами, вызванные усилением степени неоднородности верхней мантии с ростом глубин генерации магм, особенно в зонах образования щелочных базальтов. Разница в изотопных и геохимических соотношениях элементов и латеральной распространенности толеитов дна при относительной стабильности их изотопных параметров позволяет предполагать независимость их источников. Если это отражает самостоятельность мантийных зон, генерирующих оба типа толеитов, то время образования таких зон соответствует 1,8 (или 0,9) и 3,5 млрд лет.

Табл. 1. Ил. 11. Библиогр. 25 назв.

УДК 552.3

Карпенко С.Ф., Балашов Ю.А., Шараськин А.Я., Ляликов А.В. **Изотопно-геохимическая неоднородность верхней мантии зоны активных окраин материков** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 159—162.

Расширение вариаций отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ от толеитовых, известково-щелочных и бонинитовых серий к щелочным базальтам зоны островных дуг и активных материковых окраин отражает увеличение изотопно-геохимической неоднородности верхней мантии с ростом глубины генерации мантийных магм, что, по-видимому, вызвано усилением процессов вторичного перераспределения элементов в этом направлении под влиянием мантийного метасоматоза.

Ил. 4. Библиогр. 5 назв.

УДК 551.2:549.1:550

Перчук Л.Л., Фролова Т.И. **К проблеме происхождения глубоководных впадин у активных окраин континентов** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 163—167.

Развивается гипотеза магматического замещения пород континентальной коры основными и ультраосновными расплавами как возможный механизм образования краевых морей с

активным проявлением вулканизма. Этот механизм позволяет объяснить утонение коры под морями и ее проседание вследствие увеличения общей плотности блока. Модель такого механизма обсуждается на примере Японского моря, где, начиная с мела, широко проявлена антидромная последовательность магматизма.

Ил. 2. Библиогр. 16 назв.

УДК 551.24+552.3

Книппер А.Л., Савельева Г.Н. **Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития** // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 168—181.

Рассмотрено строение трех офиолитовых провинций Средиземноморского пояса — Западной, Центральной и Восточной, в пределах которых формирование офиолитов происходило в разных тектонических условиях. Океаническая стадия развития Западной провинции длилась 80—90 млн лет (с позднего триаса—ранней юры до поздней юры — раннего мела), Восточной — 200—220 млн лет (с середины перми до сеномана—турона). Состав мантийной части разрезов коррелируется с объемом и составом магматических серий офиолитов: в Западной провинции лерцолиты ассоциируют с небольшими телами габбро, базальтами, перекрытыми титонскими яшмами; в Восточной — истощенные дуниты и гарцбургиты ассоциируют с мощными многофазными разрезами габброидов, с комплексом параллельных даек и двумя вулканическими сериями.

Региональные неоднородности состава верхней мантии возникают за относительно короткие промежутки геологического времени в процессе развития конкретных тектонических структур, например бассейнов с корой океанического типа.

Ил. 5. Библиогр. 61 назв.

ТВЕРДАЯ КОРА ОКЕАНОВ

(проект »Литос»)

Труды, вып. 414

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства **Н.М. Митяшова**
Художественный редактор **В.Ю. Кученков**
Технический редактор **М.К. Серёгина**
Корректор **Г.В. Дубовицкая**

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 35444

Подписано к печати 02.09.87. Т – 18610
Формат 70×100 $^{1}/_{16}$. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,6 + 0,1 вкл. Усл. кр.-отт. 16,2 Уч.-изд. л. 18,4
Тираж 700 экз. Тип. зак. 1795. Цена 3 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ »НАУКА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. 12 л.

Настоящая работа весьма актуальна для развития тектонических теорий на основе актуалистических построений, методической базы геологических работ и практического использования полученных результатов в прогнозировании месторождений нефти, газа и некоторых других полезных ископаемых.

Для геологов, геоморфологов, геофизиков, специалистов по космическому землеведению.

Вознесенский А.И. **История формирования неогеновых отложений Закарпатского прогиба.** 8 л.

Книга посвящена изучению неоген-антропогеновых отложений Закарпатья, имеющих крайне сложное строение и состав. Для изучения генетически весьма сложного объекта автор впервые применил метод литолого-фациального анализа с привлечением самых современных методик и диагностики осадочных пород. Настоящая работа — новый этап познания неоген-антропогеновой геологии Закарпатья.

Для геологов, занимающимися общими и региональными вопросами фациального анализа, палеогеографии и минералогии.

Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. **Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана.** 15 л.

В монографии рассмотрена стратиграфия палеогеновых отложений высоких широт Тихоокеанской области (Корякское нагорье, Камчатка, о. Карагинский в северном полушарии, Австрало-Антарктический регион в южном полушарии) по планктонным фораминиферам и дана корреляция с палеогеном Тепловодного пояса Тихого океана. Анализируется климатическая кривая палеогенового времени. В палеонтологической части описано и изображено 115 видов и разновидностей планктонных фораминифер.

Для геологов, стратиграфов, океанологов, палеонтологов.

Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. 35 л.

В монографии подробно охарактеризованы тектонотипы характерных сочетаний новейших структур: Курило-Камчатская островодужная система, Карибская область взаимодействия континентальных и океанических структур, Памиро-Гималайская область дисгармоничного скучивания континентальной литосферы, Монгольская область преобладающих сдвиговых перемещений, Алтае-Саянская область торошения континентальной литосферы и Байкальская рифтовая система. Предложена мобилистическая концепция новейшего тектогенеза — концепция тектоники расслоенной вязкой литосферы.

Для геологов, геоморфологов, геофизиков.

Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). 7 л.

В монографии на основе анализа и обобщения геолого-геофизической информации в совокупности с исследованиями, выполненными для этого малоисследованного района Тихого океана на НИС "Пегас" и НИС "Морской геофизик", дано региональное описание тектоники и геодинамики земной коры океанической плиты Картографов, занимающей ключевое положение в геологической структуре северо-западной части Тихого океана. Описаны геоморфология, тектоника и глубинная структура, магнитное и тепловое поля. Монография вносит большой вклад в изучение геологии Мирового океана.

Для геологов, геофизиков, океанологов, геоморфологов и тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга-почтой:" 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой": 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97/ "Книга—почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, I /"Книга—почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/0,9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинградский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22/"Книга—почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, I; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш.Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/;

3 р. 60 к.

18717
вып. 414