

Стюарт М.А. и другие.

Четырёхмерная конструкция верхней коры срединно-океанических хребтов быстрого спрединга: проекция разреза верхней коры глубинного рифта Хесса.

Stewart M. A., J.A. Karson J.A., E.M. Klein E.M. Four-dimensional upper crustal construction at fast-spreading mid-ocean ridges: A perspective from an upper crustal cross-section at the Hess Deep Rift // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 (2005) 287–309

Резюме

Стенки, образованные разломами глубинного рифта Хесса в экваториальной Пасифике, являются одним из не многих значительных тектонических окон в океанической коре, созданных в срединно-океанических хребтах быстрого спрединга. Рифтовый грабен глубиной 5 000 м обнажает слегка нарушенный разрез океанической коры, образовавшейся на Восточно-тихоокеанском поднятии около 1 млн. лет назад. Верхняя часть Северной стены рифтовой структуры на большом протяжении обнажает толщи пород верхней коры, аналогичные толщам пород обнаруженных во многих офиолитовых комплексах. На протяжении десятком километров вдоль стенки рифта базальтовые лавы (с редкими дайками) распространяются вниз в эффектно выглядящий комплекс расслоенных даек, который подстилается местами гетерогенным скоплением габброидных пород. Геометрия лавовых потоков, даек и зон разломов, которые образовались во время магматической аккреции, обуславливают напряженность поперечно-осевой эволюции (во времени) верхней коры в этом районе. Цифровые изображения обнажений, сделанные с подводных плавающих аппаратов, обеспечивают хорошую геологическую основу для опробования этих толщ верхней коры, а геохимия лав и даек даёт дополнительный материал временных границ коровой аккреции, и определяет роль миграции магмы вдоль оси во время аккреции.

Интегрированные результаты геологических и геохимических исследований предполагают построение 4-мерной модели верхней коры, в которой тектонические и магматические процессы действуют в гармонии с конструкцией верхней океанической коры в пределах нескольких километров (первые десятки за тысячи лет) от оси хребта быстрого спрединга. В этой модели, около осевые расплавные линзы, где они существуют, повторно снизу заполняются родоначальными расплавами и ограниченное смещение вдоль оси сохраняет геохимическую сегментацию расплавной линзы. Дайки берут начало из разных частей расплавных линз и магма транспортируется вертикально вверх, а также на значительное удаление горизонтально вдоль оси, в особых случаях изливаясь в виде лавовых потоков, где магма поднимаясь по дайкам на более высокие уровни в земной коре пересекает морское дно. Разнообразие содержаний фенокрит и составов лав и даек позволяет предполагать, что плотность фильтрующейся всплывающей магмы, наряду с другими факторами, включая избыточное давление магмы и направленных локальных напряжений, играет роль в извержении магмы на поверхность.

Во время спрединга и формирования магматической постройки, осевое опускание используется для размещения мощных толщ базальтовых лав. Около осевого опускания, дробление и вращение бока приводит к стеканию лавовых потоков в сторону осевой части, а дайки падают в стороны от оси опускания. Существенные различия геологии верхней коры может быть результатом изменений размеров сегментов, при которых доминирует вертикальная миграция магмы в районах большого притока магм (вероятно, над местами недавнего расположения пополняемых расплавных линз в центрах сегмента), но горизонтальная миграция магмы преобладает в районах с относительно слабым притоком магм (вероятно в направлении концов сегмента)

1. Введение

На протяжении последних десятилетий базовые исследования системы срединно-океанических хребтов привели к общепринятой модели конструкции океанической коры (Cann, 1974; Casey et al., 1981; Casey and Karson, 1981; Pallister, 1981; Sinton and Detrick, 1992). В этой господствующей модели, магма вырвавшаяся из осевого магматического очага (или расплавленной линзы) внедряется в верхнюю часть коры, в виде даек, которые, когда они пронизывают до поверхности, извергают лаву. Под осевой расплавной линзой находится обширная зона низких сейсмических скоростей (LVZ) предположительно сложенная высокотемпературной смесью расплава и кристаллов, которая густеет и преобразуется в габбро и частично в ультрамафические тела, которые слагают нижнюю часть океанической коры. Эта простая модель представляет собой слоистую структуру верхней коры, в которой лавовые потоки перекрывают комплекс сплошных даек и относительно простые соотношения существуют между дайками и перекрывающими лавами. Однако важно знать, что эта модель базируется на двухмерной проекции пересекающихся осей, в которой предполагается, что миграция магмы от осевой расплавной линзы происходит преимущественно вертикально.

Недавние исследования тектонических окон в океанической коре, таких как рифтовые грабены, горизонтальные разломные эскарпы и трещинные зоны показывают запутанную сложную структуру океанической коры (Karson, 1998 [ссылки здесь](#)). Эти исследования свидетельствуют о сопряжении тектонических и магматических процессов, действующих во время формирования коры и иллюстрируют, в то время как, обычно

магматическая конструкция нарастает в результате притока магмы и увеличения скорости спрединга, опускание и образование разломов играют важную роль в определении финальной структуры океанической коры не только в хребтах с медленным спредингом со слабым притоком магмы, но также в хребтах с быстрым спредингом с высокими дебитами магмы (Karson et al., 2002). Более того, как рассматривалось ранее, геохимические исследования даек и лав из тектонических окон (т.н. рифт Хесса) показывают, что магматическая система должна рассматриваться в контексте более сложной трёхмерной модели, в которой магма мигрирует горизонтально, пересекает дайки, вдоль уровня нейтральной плавучести магмы. Извержением лав происходит относительно редко в случаях, когда дайки пересекаются земную поверхность (Stewart et al., 2002, 2003).

Здесь мы комбинируем результаты современных тектонических и магматических исследований в четырёхмерной модели, реконструируя верхнюю часть океанической коры в хребтах быстрого спрединга. Особенно эта новая модель интегрирует, как субосевые магматические, так и тектонические процессы, действующие при формировании верхней коры вдоль осей (третье измерение) в любой период времени, с изменением хода процессов в течение определенного времени (четвертое измерение), происходящих в структурах пересекающих ось, и распределение состава даек и лав, наблюдаемые в рифте Хесса.

2. Геологические позиции и исследование северной стенки Глубокого рифта Хесса

Обзоры результатов различных исследований Глубокого рифта Хесса и его геологии представлены детально у Karson et al. (2002) и Stewart et al. (2002), и обобщены следующим образом. Глубокий рифт Хесса (максимальная глубина ~5000 м ниже уровня моря) образовался в литосфере, возраст которой ~1 млн. лет, аккрезированной при быстром спрединге (135мм/год полная скорость) Восточно-тихоокеанского поднятия (EPR) во время распространения Галапагосского спредингового центра в западном направлении (рис. 1; Hey et al., 1972; Johnson et al., 1976; Lonsdale, 1988). Безкумулатные габбро и базальтовые дайки обнажены в ограничительных обрывах рифта (Francheteau et al., 1990; Karson et al., 1992; Hurst et al., 1994; Hanna et al., 1999). Растяжение в результате образования нормальных разломов образовало внутри рифтовый хребет. Горстовый блок, расположенные ~1000 м выше дна рифта (рис. 1), обнажает нижнюю часть коры и верхней мантии литосферы Восточно-тихоокеанского поднятия (Dick and Natland, 1996; Natland and Dick, 1996; MacLeod et al., 1996). Таким образом, выходы коренных пород на дне и в ограничивающих обрывах Глубокого рифта Хесса представляют почти полный, но отчасти деформированный разрез океанической коры и литосферы верхней мантии в зоне быстрого спрединга

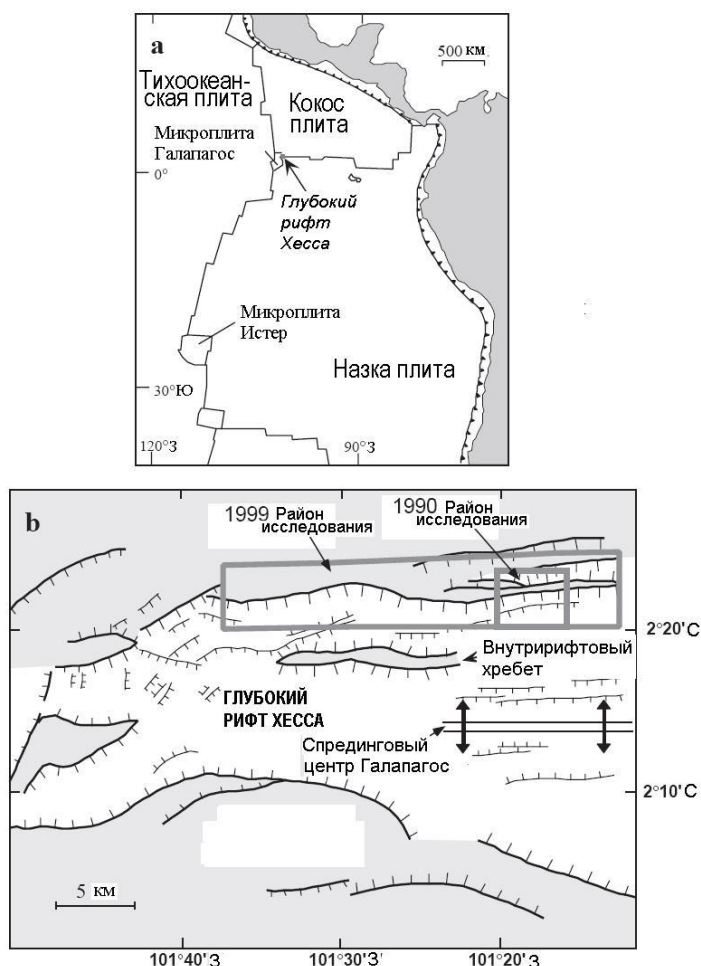


Рис. 1. (а) Тектоническая карта юго-западной части Тихого океана, показывающая расположение Северной стенки Глубокого рифта Хесса у северной границы Галапагосской микроплиты (по Lonsdale, 1988). (б) Тектоническая карта Глубокого рифта Хесса. Блоки, обведённые линией серого цвета, показывают районы исследования подводного оборудования Алвин в 1990 и 1999 гг на северных стенках рифтовой долины. Районы показанные светлосерым цветом представляют собой батиметрические высоты с обрывами, показанными гребенчатыми линиями. Изменено из Stewart et al. (2002) с разрешения Американского геофизического союза.

Опробование и наблюдения в полевых исследованиях 1999 года Рифта Хесса, дополненные данными исследований на Алвин в 1990 г. являются беспрецедентным изучением верхней части океанической коры (Karson et al., 1992; Hurst et al., 1994; Rivizzigno and Karson, 1999; Lee, 2000; Stewart, 2000; Gillis et al., 2001; Karson et al., 2002; Stewart et al., 2002; Stewart et al., 2003). Исследования 1999 года (НИС Атлантис, рейс 3, маршрут 32) включали работы бокового сканера DSL-120 полосой в 30км дополненные фотографиями обнажений в масштабах

от x10 до x100 Арго II и наблюдениями с Алвин обнажений с 10м и по маршруту (км). Во время наблюдений производился отбор проб (рис. 1).

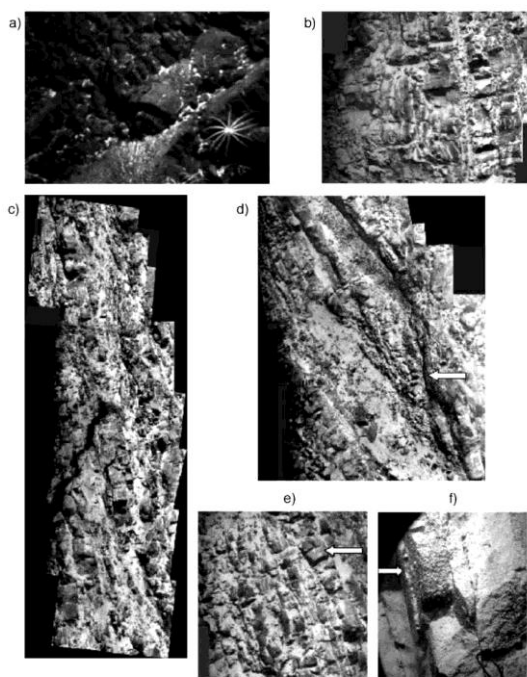


Рис.2. Фото обнажений верхней части океанической коры Рифта Хесса. Все фотографии демонстрируют скальные обнажения, вид с севера (ось ВТП слева), горизонтальные размеры изображений даны в скобках. (a) Падение внутрь, сплюснутые базальтовые пиллоу-лавы и слоистые сплошные потоки. Алвин 3379 цифровое фото ручной камерой (~2 м). (b) Почти вертикальные сплошные дайки из роя даек верхнего уровня. Отсутствуют непрерывные границы даек и различаются поперечные соединения. Мозаичное изображение ARGO II (~5 м). (c) Нарушенные, но непрерывные сплошные дайки наклоненные в стороны (W), типичные обнажения Рифта Хесса. Мозаичное изображение ARGO II (~5 м). (d) Раздробленные и нарушенные разломами сплошные дайки падающие в стороны. Плоскость разлома (стрелка) рассекает панель субпараллельных даек. Мозаичное изображение ARGO II (~8 м). (e) Ненарушенные наклоненные в стороны сплошные дайки. Заметна поздняя дайка (стрелка) секущая более круто падающие дайки по малыми углами. Мозаичное изображение ARGO II (~10 м). (f) Массивные сочленённые габброидные породы секутся небольшой дайкой (стрелка). Alvin 3369 ручная цифровая камера (~1.5 м).

Включает 25км обнажения вдоль северной стены рифта в верхней коре, созданной при быстром спрединге ВТП и включает район, опробованный в экспедиции 19990 года (Karson et al., 1992). Изображения и наблюдения боковым сканером, полученные на Argo II, и Alvin, дали превосходный перспективный разрез верхней коры и геологические условия для отбора проб. Сочетание этих исследований с благоприятными местами опробования с Alvin и видео наблюдений позволило определить соотношение полевых исследований и геологической структуры не уступающие наземным геологическим работам и в результате была получена уникальная система проб, которая позволила исследовать магматические и тектонические процессы, действовавшие во время аккреции (приращения) океанической коры в зоне быстрого спрединга.

Восстановленные пробы описаны более детально в другом месте (Stewart et al., 2002). 172 проанализированных проб было отобрано из комплекса сплошных даек и экструзий и примерно был охвачен период 370 000 лет истории спрединга на основании исследования скоростей растяжения магнитных аномалий (Lonsdale, 1988). Из 172 проанализированных проб 24 пары проб пространственно тесно связаны, что обеспечило детальное исследование смежных обнажений. Эти пары проб обычно отбирались в пределах 4 м друг от друга и опробовались дайки и вмещающие их породы, которые являлись соседними с ними дайками, лавами и раздробленными базальтами. В скальных обнажениях изученного района было можно различать толщи, представляющие коровую структуру и отобрать образцы из обнажений, сложенные породами с разной структурой. Эти исследования проведены впервые в комплексе сплошных даек и рядом расположенных лавах в океанической коре с детальным опробованием с подводного судна. Рис. 2 представляет пример качественного обзора мест опробования, а также хорошей обнаженности вдоль северной стенки рифта. Таблицы и карты, иллюстрирующие места опробования и полевые соотношения проб, представлены в Stewart (2000) and Stewart et al., 2002, 2003.

3. Самый верх океанической коры, обнаженный в Глубоком Рифте Хесса

Большая часть широтных сбросов, формирующих стенки Глубинного Рифта Хесса создали исключительную обнажённость верхних 2км океанической коры. Мультитонкий луч батиметра и боковое сканирование DSL-120 вдоль верхних частей крутой Северной Стены рифта показали наличие большого количества разломов сбросового типа с величиной сброса 100м, которые прослеживаются на протяжении многих километров. Изображения обратного рассеяния при сканировании позволяют предполагать, что толщи пород, обнаженные этими сбросами протягиваются на десятки километров и лишь местами прерываются массой обвалившихся отложений (Hurst and Karson, 2004). Наземные наблюдения и пробы производились с подводной лодки Alvin. Кроме того, исследования с удаленного НИС Арго II позволили получить цифровые изображения на площади сотни квадратных метров большинства скальных обрывов. В результате интеграции этих данных мы получили картину расслоенной структуры верхней части океанической коры на этой площади (Karson et al., 2002). Итак, толщи пород аналогичны толщам слагающим офиолитовые комплексы (Mooges, 1982). Обнажения этих толщ были описаны в других местах, однако, установлено, что нет других таких объектов, на которых толщи верхних частей океанической коры были бы так хорошо обнажены и тщательно изучены. Протяженность обнажений, чётко прослеженные взаимоотношения

контактов в Северной Стенке Глубинного Рифта Хесса делают его выдающимся объектом для исследований геологии верхней части земной коры.

3.1. Лавы базальтов

Самая верхняя часть обнаженной толщи Северной Стенки сложена базальтовыми лавами. На основании характерных черт обнажений мы разделили эту толщу на верхнюю и нижнюю. Верхняя толща представлена неизменными базальтовыми пиллоу лавами и менее дольчатыми лавами и слоистыми потоками общей мощностью от 100 до 200 м. Мощность отдельных пиллоу и дольчатых потоков неизвестна, так как они не обнаруживают границ, но плоские слоистые лавы имеют мощность 1-3 м. Эти лавы, в основном, имеют ровное залегание, но местами падают под углом до $\sim 20^\circ$, что, по-видимому, отражает локальный характер дна во время извержения. Падение подошвы верхней толщи, поверхности потоков, обычно падают на запад (в сторону ВТП) под углом до 40° (рис. 2а). Лавы относительно свежие со значительными изменениями вблизи зон разломов (Gillis et al., 2001).

Нижняя часть лавовой толщи имеет мощность от 0 до 600 м и сложена материалом аналогичным материалу, слагающему верхнюю часть, но она более раздроблена и изменена. Контакт между этими частями толщи постепенный на протяжении десятков метров и, следовательно, труден для точного картирования. Во многих местах проникающая раздробленность почти полностью маскирует морфологию лавовых потоков. Там где она наблюдается, поверхности лавовых потоков подчёркивают крутое падение в западном направлении (в сторону ВТП). Углы наклона обычно колеблются от 20° до 40° вблизи кровли этой толщи до 60° около подошвы и с более крутым падением в некоторых местах (Karson et al., 2002).

Существенное уменьшение наклона поверхностей лавовых потоков можно наблюдать в отдельных пересекающих их возвышениях. Предполагается, что аналогичная картина наблюдается поперёк всей изученной площади, так как относительно крутой наклон, характерный для обнажений структурно более глубоких базальтовых лав, и более пологие наклоны характерны для мало глубинных выходов океанической коры. Отсутствие однородности увеличения наклона с глубиной, что является очевидным поперёк изучаемой площади, по имеющимся данным, позволяющим предполагать вариации наклонов во времени. Гидротермальные изменения в этой толще комплексные, колеблющиеся от, по существу свежего материала до высокотемпературного метаморфизма (Gillis et al., 2001).

Многочисленные базальтовые дайки с приграничной закалкой, секут, как верхнюю часть толщи, так и нижнюю. Они извилистые и очень круто падающие в верхней части толщи. В нижней базальтовой толще дайки более нарушенные и падают под большими и средними углами на восток или в стороны (вдали от ВТП), обычно сохраняя ортогональные взаимоотношения с соседними потоками лавы. Менее нарушенные, круто падающие дайки секут как разбитые трещинами наклонно лежащие лавы, так и дайки в нижней части толщи. В некоторых местах, плотные рои субвертикальных даек мощностью десятки метров пронизывают верхнюю часть толщи (рис. 2б), таким образом, создавая локальный вертикальный разрез, в котором нижние лавы не представлены и где рой даек проходит вертикально вверх непосредственно в относительно маломощной серии не нарушенных лав. Gillis et al. (2001) показали, что один из таких роев даек в верхней части разреза совпадает с районом относительно крупных, высокотемпературных флюидных потоков и может представлять зону разгрузки гидротермальных систем подобных ВТП.

3.2. Сплошной дайковый комплекс

Под толщей базальтовых лав залегает латерально протяженный сплошной дайковый комплекс, прослеженный на десятки километров вдоль Северной Стены. Полная мощность этой толщи колеблется от 300 до почти 1000 м. Наибольшая мощность её находится вблизи роя даек, расположенного в верхней части толщи лав, упомянутого ранее. Контакт между сплошными дайками и выше расположенными лавами постепенный от 20 м до 200 м с долями даек быстро уменьшающимися вверх в сторону лав. Вертикальный размах рельефа на этих контактах составляет сотни метров на протяжении по горизонтали нескольких сот метров. По-видимому, большая часть рельефа сформирована роями даек, внедрившимися в верхнюю часть лавовой толщи, как описано выше. В отличие от простых вертикальных рядов даек, описанных в некоторых офиолитовых комплексах и моделях и учебниках, сплошной дайковый комплекс характеризуется сложной внутренней структурой. Блоки и панели субпараллельных даек, наклоненные в разные стороны и раздробленные и изменены в разной степени, разделены зонами разломов (Karson et al., 2002; Fig. 2c,d).

Среднее падение даек - $\sim 60^\circ$ восточное или в сторону от ВТП и наблюдается общая картина уменьшения падения по мере углубления. Палеомагнитные исследования ориентированных образцов даек показывают, что дайки в результате тектонических движений были повернуты, а не внедрялись с такой ориентацией (Hurst et al., 1994; Varga et al., 2004). Хотя отсутствие каких-либо подходящих маркеров не позволяет детального определения кинематики смещения, очевидно, что панели субвертикальных сплошных даек были нарушены и повернуты в результате нормального смещения в зонах разломов параллельных дайкам (Karson et al., 2002; Varga et al., 2004). Мощности зон разломов колеблются от несколько сантиметров, чётко проявленных структур до нескольких метров, более нечётких (диффузионных) зон брекчии дробления. Зоны разломов, секущие панели даек также встречаются часто. Очевидно, что образование разломов строго контролирует пути миграции флюидов на этих уровнях в земной коре и, следовательно, гетерогенные гидротермальные изменения, которые, в общем, имеют повышенные температуры по мере углубления и пониженное отношение вода/порода (Gillis et al., 2001). В некоторых местах,

очень слабо нарушенные и ненарушенные дайки секут по малыми углами раздробленные и наклонные панели сплошных даек и их зоны разломов, ограничивающие их (рис. 2е). Вблизи кровли экранов сплошной дайки толща экранируется.

Near the top of the sheeted dike unit screens of basaltic lava occur between dikes and near the base of the units screens of gabbroic material are present. Эти экраны позволяют предполагать, что дайки внедрялись, как вверх, так и вниз в окружающие породы во время горизонтального (вдоль оси) движения магмы. Изгибы, перемычки и окончания, наблюдаемые во многих дайках, являются обычными при латеральном внедрении даек в субаэральных образованиях (Helgason and Zentilli, 1985; Kattenhorn and Watkeys, 1995).

3.3. Габброидные породы

Сплошные дайковые комплексы подстилаются вдоль части Северной Стены гетерогенным ансамблем габброидных пород, достигающим максимальной мощности в обнажениях примерно 1000м. По аналогии с офиолитовыми комплексами (Mooges, 1982), мы интерпретируем эти габброидные породы, в качестве самой верхней части существенно более мощного комплекса крупнозернистого магматического материала, который слагает среднюю и нижнюю часть океанической коры. Этот контакт обнажается примерно на протяжении 4км вдоль Северной Стены рифта. В другом месте он погребен под осыпями. Контакт относительно резкий, прослеживающийся на протяжении нескольких метров с вертикальным размахом менее 200м. Природа этого контакта не выяснена. Здесь нет данных об усиленном дроблении, как можно было бы ожидать на контакте по разлому. Очевидно, здесь может быть сложный постепенный переход между габброидными породами и дайками, по-видимому, с множественными интрузивными контактами, как наблюдается в «корневых» взаимоотношениях некоторых офиолитов (Nicolas and Boudier, 1991).

Толща габброидных пород включает различные типы габбро, габбро-норитов и в подчинённых объёмах трондьемиты с разнообразными текстурами. Большая часть обнажений представлена массивы. В перекрывающих горизонтах гидротермальные изменения очень гетерогенные и коррелируются с образованием разломов (Gillis et al., 2001). Редкие базальтовые дайки, имеющие восточное падение под большими или умеренными углами секут габбро. Сходство размеров кристаллов и состава позволяют предполагать, что некоторые дайки в сплошном дайковом комплексе могли образоваться из расплава, который кристаллизовался более медленно и на большей глубине в габброидной толще.

4. Интерпретация пород и структур: эволюция во времени Верхней Коры

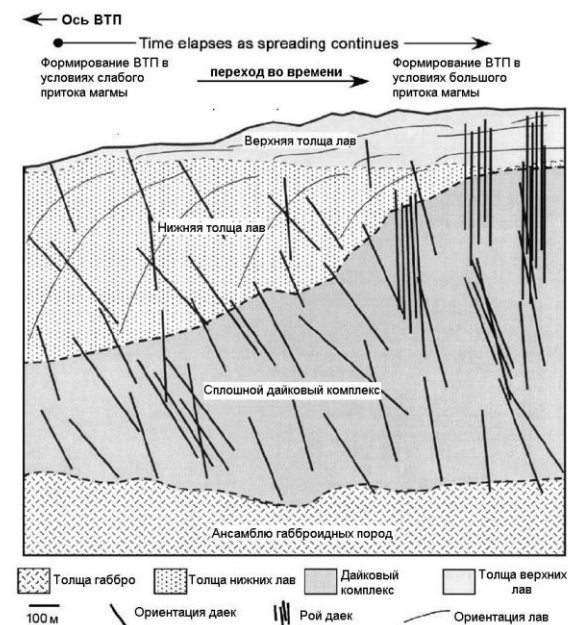
Форма и внутренняя структура этих толщ пород верхней коры являются ключевыми факторами при интерпретации их генезиса и, следовательно, хода процессов, действовавших под ВТП (Karson et al., 2002). Мы обобщаем эволюцию во времени верхней коры на основании соотношения фактов и процессов в Глубинном Рифте Хесса на рисунке 3.

Довольно удивительный масштаб образования разломов, трещин и поворотов блоков в толще базальтовых лав и сплошных даек даёт важную информацию о процессах коровой аккреции. Общая тенденция падения лавовых потоков в направлении ВТП и падения даек в стороны от ВТП свидетельствует, что быстрое около осевое опускание происходило вблизи ВТП. Опускание должно было происходить наиболее быстро под осью и уменьшалось по мере удаления от оси, чтобы создать наблюдаемую картину. Этот общий стиль конструкции коры прогнозировался, в основном, согласно теоретических моделей Исландии (Bodvarsson and Walker, 1964; Pa'Imason, 1973) и образования офиолитов (Cann, 1974; Dewey and Kidd, 1977; Kidd, 1977; Rose-ncrantz, 1982), хотя Глубокий Рифт Хесса является первым местом в океанах, где прогнозируемы структуры были описаны. Аналогичные структуры верхней коры, найденные в других разрезах океанической коры позволяют предполагать, что вариации на эту тему могут быть обычными вдоль хребтов, связанных с промежуточным и быстрым спредингом (Karson, 2002). Мы используем эти различия, подразумевая обусловленность систематическими вариациями расхода притока магмы, в качестве базы

для обсуждения ниже представленных четырёхмерных изменений в аккреции коры.

Три ключевых фактора требуются, чтобы коровые структуры, описанные выше, развивались под осевым районом спредингового центра. Во-первых, не деформированные верхние базальтовые лавы с пологими склонами (вероятно, отражающими местные формы рельефа во время извержения) перекрывают постепенно более наклонившиеся и нарушенные нижние лавы и дайки.

Рис. 3. Схематическая иллюстрация разреза земной коры, обнаженной в Глубинном Рифте Хесса и образованной в ВТП. Отмечается, что иллюстрация связывает вариации мощности толщи с изменениями дебита магмы во времени (т.е. эволюция структуры земной коры с увеличением и понижением магматической активности). Интенсивное образование разломов и разломов параллельных дайкам были выделены для чёткости. Смотрите текст



для дополнительного пояснения деталей и описаний толщ. Во время слабого притока магмы отмечается ограниченная инъекция даек и извержение лав. Около осевое опускание, образование разломов и получающиеся в результате повороты даек и лав преобладают при формировании коры. Во время больших дебитов магм частота внедрения даек возрастает, в результате чего происходит образование роёв параллельных даек – некоторых на высоких уровнях внутри лавовых толщ. Заметно значительное утолщение дайкового комплекса и уменьшения мощности выше расположенных лав (относительно большая мощность верхней толщи) во время этих стадий.

Эти недеформированные верхние лавы должны были извергаться непосредственно на нижнюю толщу, по существу в активном спрединговом центре. Здесь не установлен перерыв, позволяющий предполагать значительное несогласие или перерыв в вулканизме, которые обусловили бы трудность диагностики, например, разрыва хребта или непрерывности событий. Во-вторых, по существу недеформированные дайки меридионального простирания секут нижние лавы и наклонены в разные стороны и нарушали комплекс сплошных даек. Таким образом, ротация и внутренняя деформация этих толщ должны были происходить в ключевой точке внедрения активных даек под спрединговым центром. Маловероятно, что секущие дайки связаны с западным продолжением Галапагосского спрединговым центром, расположенным к югу от рифтовой стенки. Дайки из этого спредингового центра должны были бы иметь широтную ориентацию и известно, что должны бы иметь отличную геохимию (Allan et al., 1996). И, наконец, зоны разломов и трещин в нижних лавах и сплошных дайках имеют высокотемпературные комплексы метаморфических минералов (Gillis et al., 2001). Температуры и потоки флюидов, необходимые для формирования этих метаморфических ансамблей, ожидаются под активным спрединговым центром, но не удалены сколь-нибудь значительно от оси, ни во время открытия Рифта (MacLeod et al., 1996). Все эти взаимоотношения показывают, что структурная геометрия, описанная выше, развивалась очень близко к оси спрединга ВТП. По крайней мере, внутри района активной вулканической аккреции, которая, вероятно, была шириной менее 1-2км. Общая структурная геометрия лав, наклоненных вовнутрь, и даек, падающих в стороны, позволяет предполагать процесс синмагматического субосевого опускания, которое происходило относительно быстро вблизи оси и уменьшающееся на протяжении нескольких километров около оси. Не удивительно, что быстрое, синмагматическое, субосевое опускание сегодня неочевидно на ВТП, так как молодые лавы аналогичные верхней лавовой толще должны быстро скрыли бы любое проявление этого процесса на поверхности. Габброидные породы, которые подстилают деформированные образования верхней коры, очевидно, менее деформированы и менее нарушены, чем соседние выше лежащие обнажения сплошных даек. Возможно, что опускание и обусловленное им дробление и ротация бока лав и даек происходили до того, как материал габбро внедрился или, возможно, даже, в то время как он был ещё частично расплавлен, привело к структурной неоднородности. Палеомагнитные данные позволяют предполагать, что блоки габброидных материалов также могли повернуты в какой-то степени (Varga et al., 2004). Следовательно, маловероятно, чтобы габброидный материал внедрился после того, как образовался выше расположенный комплекс сплошных даек, но, вероятно, после того, как прекратились дробление и опускание.

Таким образом, мы представляем структуру верхней части земной коры, изученной в Северной Стене Глубокого Рифта Хесса, в виде сэндвича. Он образован интенсивно деформированными (наклонный, раздробленный) нижними лавами и комплексом сплошных даек, расположенными между недеформированными лавами и слабо деформированными габброидными породами (рис. 3). Относительная мощность и степень деформирования среднего комплекса, вероятно, отражает взаимоотношение между магматической аккрецией и деформацией, в этом случае контролируемые вертикальным опусканием во время спрединга. При повышенном притоке магмы относительно скорости спрединга, должно происходить меньшее опускание, приводящее к утонению разреза наклонных лав и меньшему наклонению комплекса сплошных даек. Извержение больших объёмов высокоскоростных потоков типа покровов на склонах хребтов могло бы увеличивать лавовую толщу. Скорости дебита магм нижней толщи, большее около осевое опускание могли происходить, сопровождаясь даже большими деформациями лав и сплошных даек до того, как они, мигрируя горизонтально, выйдут в осевой части региона. Чётко выраженные границы между наблюдаемыми толщами пород, слагающих верхнюю кору, играют важную роль в формировании ВТП. Так, например, любые дайки или рои даек, которые внедрились после образования контакта дайка/габбро, должны были внедряться горизонтально. Наши петрологические исследования, обобщенные ниже, значительно помогают в понимании этих выводов.

5. Геохимические результаты и границы коровой аккреции

Структурные данные и данные наблюдений, представленные выше, показывают, что верхняя часть коры ВТП формировалась, в основном, за счёт притока магмы в комплексе сплошных даек и извержения лав во время образования разломов, ротации блоков и опускания. Временами доминировали тектонические процессы, когда приток магмы был ограничен. Наряду со структурными наблюдениями (т.н. дайки секущие контакт дайка/габбро, изгибы и характерные окончания даек), существуют строгие доказательства по геохимии базальтовых даек и лав, показывающих, что большая часть построения дайкового комплекса происходит в результате инъекции даек по горизонтали и, что силы всплывания («архимедова сила») (в дополнении к ряду других параметров, включая напор магмы, вариации давлений окружающих пород и горизонтальные напряжения) влияют на высоту вертикального подъёма даек. Геохимические данные также дают дополнительную информацию об изменениях магматической системы вдоль оси к вариациям магматической пристройки поперек оси с течением времени. Эти ограничения

структуры верхней коры ВТП рассматриваются ниже и определяют нашей модели миграции магмы (рис. 7) и оказали влияние на построение нашей общей 4хмерной модели земной коры, представленной ниже (рис.8).

Данные, касающиеся состава пород, рассмотренные здесь и используемые в построении нашей модели, были получены при исследовании образцов, отобранных из толщ лав и даек, обнаженных вдоль Северной Стенки Глубокого Рифта (смотри раздел 2). Большинство трековых элементов с высокими концентрациями анализировались на плазменном спектрометре, а трековые элементы с низкими концентрациями индуктивно спаренном плазменном масс-спектрометре Университета Дюка

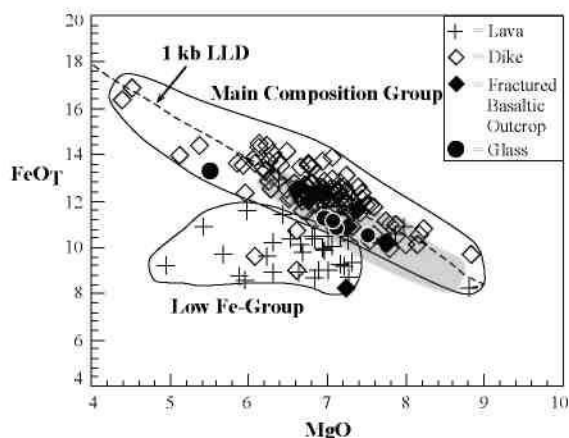


Рис. 4. FeO_T относительно MgO (вес.%). Пунктирная линия показывает 1-kb fractional crystallization liquid line of descent (1 kb LLD). Fields enclose the Main Composition Group defined by all but three dike samples, and the Low-Fe Group composed of samples offset to lower MgO and FeO_T. Shaded field shows composition of glasses from the EPR region at ~2.78N reported by Lonsdale et al. (1992). Reproduced from Stewart et al. (2003) by permission of American Geophysical Union.

(смотри Stewart, 2000 и Stewart et al., 2002, 2003 аналитические методы и результаты сведённые в таблицы).

Базальтовые лавы и дайки могут различаться, в основном, по составу большинства элементов. Так, например, график FeO_T относительно MgO (рис.4) показывает две разные

группы образцов: одни, преимущественно слагают лавы, а другие – дайки. Для простоты и логически мы относим к этим группам образцов, такие как ранее опубликованные: Группа Главного состава и Группа с низкими содержаниями -Fe. Группа с низким Fe представляет собой коллекцию образцов лав (N=30) трёх даек, и они отличаются от Группы Главного состава относительно низкими концентрациями FeO_T, MgO, и TiO₂ и повышенными - CaO и Al₂O₃ (Stewart et al., 2003). Большинство проб представляют Группу Главного состава взяты из 109 даек и 18 лавовых потоков. Здесь мы рассмотрим петрогенезис и пространственное распространение магм разнообразного состава, как из Группы низко -Fe (преимущественно лавы), так и из Группы Главного состава (преимущественно дайки), разрабатывая магматическую модель строения коры в хребтах быстрого спрединга (ВТП). Эта модель, основанная на геохимических данных сопрягается с нашей 4х-мерной моделью, представленной ниже.

Хотя наблюдается изменчивость составов проб в Группе Главного состава, в первую очередь, эти пробы образуют последовательный ряд фракции низкого давления (смотри ниже) и перекрываются, главным образом, с полем проб из 2.78N ВТП (рис.4 смотри также Stewart et al., 2002 для дополнительного сопоставления главных и трековых элементов). В особенности составы магм, представленные Группой Главного состава (включая лавы в этой группе) колеблются от более примитивного (повышенный MgO) до более зрелого (более низкий MgO), в сравнении образцами 2.78N ВТП. Это может свидетельствовать, что кора ВТП, обнаженная в Глубоком Рифте Хесса, была аккрецирована ближе к концу сегмента, где предполагалось, что здесь обычно извергались магмы с большими колебаниями составов по сравнению с центрами сегментов (Christie and Sinton, 1981). Ни одна из магм Группы Главного состава не является подобно базальтам FeTi, которые связаны с концами сегментов хребтов на Хребте Хуан де Фука и Галапагосском Спрединговом центре (Voght and Johnson, 1973; Christie and Sinton, 1981; Perfit et al., 1983), позволяя предполагать, что происхождение коры, обнаженной в стенке рифта может быть промежуточным между сегментом и его центром.

5.1. Не все магмы изверглись: остановка даек и значение концентрации фильтрационного потока (?)

Исследования роёв даек и процесса образования даек в рифтовых структурах чётко показывают, что не все магмы, выделившиеся из корового резервуара, изливаются на поверхность в виде лавовых потоков. В действительности большая часть магмы, извергаемая магматическими очагами и мигрирующие через верхнюю часть земной коры в виде даек, никогда не изливается. Gudmundsson (1983) изучил ~ 700 даек из исландских роёв и определил, что там, где дайки обнажены в вертикальном разрезе, в большинстве своем остановились (не являлись магматическими дренами) в земной коре и просто выклинились. Sigurdsson (1987) рассчитал, что лишь от 5% до 20% даек трещинного извержения вулкана Крафла в 1987 году достигли дневной поверхности и образовали лавы и, что расположение даек было преимущественно горизонтальным (десятки км). Аналогичные данные получены по другим дайковым транспортирующим системам Исландии (Walker, 1960; Brandsdo'ttir and Einarsson, 1979; Einarsson and Brandsdo'ttir, 1980; Sigurdsson, 1987; Gudmundsson, 1995a,b, 2003; Gudmundsson et al., 2002) и Троодос (Baragar et al., 1990). Кроме этого, этот процесс подтверждается миграцией сейсмических событий на подводных горах в осевой части и вблизи неё хребта Хуан е Фука (Dziak et al., 1995; Fox et al., 1995), где дайки продвигались ~ 20км перед тем, как выйти на поверхность и излить лаву. Эти наблюдения позволяют предполагать, что многие дайки могут.

Фактически, никогда не достичь поверхности и образовать лавовый поток – и , таким образом, состав магм, сохранившийся в дайках, более изменчивый, чем в лавах.

Подтверждение этой идеи можно найти в составе базальтовых даек и лав Глубинного рифта Хесса. Как отмечалось выше, в Группе Главного состава образцы даек имеют большее разнообразие химического состава (MgO, отношения трековых элементов), чем лав этой Группы (рис. 4 и 6), что позволяет предполагать большую полноту характеристики состава магм в дайках, питавших хребет. Дайки из ODP, вскрытые скважиной 504B, и некоторые офиолитовые комплексы показывают большие колебания составов по сравнению со ассоциированными лавами (Pearce, 1975; Kay and Senechal, 1976; Suen et al., 1979; Autio et al., 1989; Baragar et al., 1990; Piskin et al., 1990; Lytwyn and Casey, 1993; Thy and Esbensen, 1993; Cadman et al., 1994). Таким образом, в итоге напрашивается вывод, что некоторые дайки характеризуются большим разнообразием концентраций главных и трековых элементов, чем связанные с ними лавовые потоки.

Очевидно, что излияние лав происходит лишь в тех случаях, когда вертикально мигрирующая магма пересекает дневную поверхность. Имеется ряд факторов, оказывающих влияние на вертикальное движение даек, включая внутренний напор магмы, ориентировку местных напряжений, изменения прочности земной коры и присутствие барьеров (Pollard and Johnson, 1973; Gudmundsson, 1990, 2003; Gudmundsson et al., 2002). Контраст плавучести магм, обусловленный разницей плотностей магм и земной коры, так же играют важную роль (Lister and Kerr, 1991; Rubin and Pollard, 1987; Rubin, 1993, 1995; Ryan, 1993, Gudmundsson et al., 2002). Этот фактор, вероятно, объясняет систематическое различие составов большинства даек и больше части лав Глубинного рифта Хесса. Как отмечено ранее, большая часть лав этого рифта имеет низкие содержания FeO_T, и повышенные концентрации Al₂O₃, а также MgO, по сравнению с большинством даек. Это различие составов позволяет предполагать, что плотность магмы (плавучесть) может оказывать преимущество в извержении определённого типу магм.

Наши исследования, как геохимических. Так и петрографических различий между образцами даек и лав позволяют предполагать, что химические различия между двумя группами обусловлены аккумуляцией плагиоклазов в группе (лав) с низкими содержаниями Fe (Stewart et al., 2003). В частности, результаты петрографических и точечных подсчётов показывают, что в образцах лав (Группа с низким Fe) имеется значительно больше вкрапленников плагиоклаза и микролитов (3–13%), чем в пробах даек (1–6%). Эти петрографические наблюдения, в сочетании с результатами расчётов малых квадратов позволяют предполагать, что химические характеристики Группы с низкими концентрациями Fe обусловлены накоплением плагиоклаза магме, которая извергается в виде лав (Stewart et al., 2003).

Известно, что аккумуляция плагиоклаза приводит к уменьшению плотности магмы (Scoates, 2000; Stewart et al., 2003) и, в свою очередь, это уменьшение плотности может способствовать вертикальной миграции магмы. Таким образом, магмы группы с низкими содержаниями Fe должны преобладать в лавах. Эта идея вытекает из работы Stolper and Walker (1980), которые предполагали, что океаническая кора служит в качестве плотностного фильтра, допускающая преимущественное излияние расплавов с низкой плотностью (смотри также Sparks et al., 1980). Кроме того, Hooft и Detrick (1993) рассчитали плотности свыше 2000 стёкол MORB и показали, что они следуют теоретической кривой плотность-состав, полученной Stolper и Walker (1980). Большая часть лав в этих данных располагается около минимальной плотности (~2700 кг/м³) теоретической кривой, показывая, что плавучесть, действительно является важным фактором, влияющим на способность магмы извергаться.

Применяя концепцию плотностного фильтра к образцам Глубокого рифта Хесса, Stewart et al. (2003) показали расчётами внутренних плотностей кристаллических лав и связанных с ними оболочек бескристаллического стекла, которые способствовали извержению (всплыванию) этих расплавов с минимальной плотностью усиленной аккумуляцией плагиоклазов. Эти расчёты также показали, что средние расчётные плотности образцов Группы с низким Fe (в основном лавы; 2710±10 кг/м³) меньше, чем плотности образцов Группы Главного состава (в основном дайки 2750±20 кг/м³). Это позволяет предполагать, что аккумуляция плагиоклазов в магме Группы низкого Fe, действительно приводит к понижению плотностей по сравнению с Группой Главного состава и создаёт большую возможность, в результате которой дайки Группы низкого Fe будут пересекать земную поверхность и извергаться в виде лав. Отмечается, что увеличение вязкости магм, обусловленное с фазой аккумуляции (Murase and McBirney, 1973; Marsh, 1981) не вполне достаточно, чтобы препятствовать течению магмы (в дайке) и, если плотности (и другие условия) способствуют, то происходит извержение лавы (смотри детальнее у Stewart et al., 2003 for details). Допуская изменения всех других факторов, влияние которые на вертикальное внедрение дайки (миграция магмы) является постоянным в некоторых местах и воль оси, магма может подниматься вертикально до уровня нейтральной плавучести, где она останавливается и мигрирует в горизонтальном направлении в виде размножающихся даек (Rubin and Pollard, 1987; Lister and Kerr, 1991; Hooft and Detrick, 1993; Rubin, 1993, 1995; Ryan, 1993; Baer, 1995). Если это так, то градиент плотностей должен сохраняться в верхней части океанической коры. В результате этого более тяжёлая магма будет формировать многочисленные дайки на большей глубине, в то время как более легкие (более плавучие) магмы будут подниматься в виде даек на более высокие уровни. Они имеют больший шанс пересечь земную поверхность и извергнуться в виде лавового потока. Это соотношение плотностей магм и глубины коры показаны на рис. 5. где расчётные плотности магм сопоставляются с плотностью образцов, образованных ниже уровня моря.

Если есть градиент плотностей, то максимальная плотность на любой данной глубине является самой большой у основания разреза и максимальные плотности уменьшаются по направлению вверх в земной коре (рис. 5)

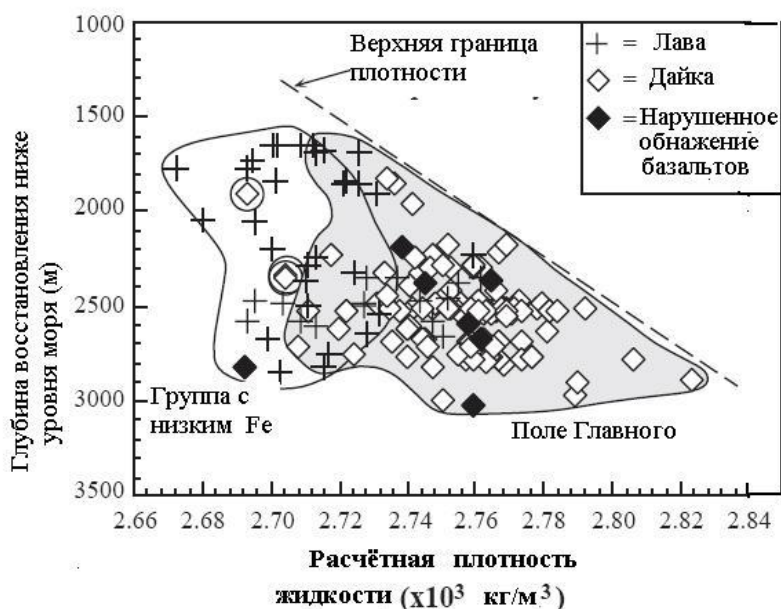


Рис. 5. Расчетная плотность жидкости относительно восстановленного вниз уровня моря. Пунктирные линии показывают верхний предел пробных плотностей. Максимальная плотность образца имеет тенденцию быть меньше на меньших глубинах. Три дайки в группе низкого Fe показаны в кружечках. Отмечено, что расчётные плотности жидкостей меньше плотности магмы согласно предположению, что весь кристаллический плагиоклаз растворился в жидкости (Stewart et al., 2003). Взято из Stewart et al. (2003) с разрешения American Geophysical Union.

Несмотря на корреляцию максимальной плотности с глубиной, таковая отсутствует для магм с низкой плотностью, полученных на всех глубинах. Это наблюдение может отражать то, что магмы с низкими плотностями, которые формируют лавы, должны также проходить через дайковый комплекс во время вертикальной миграции магмы и,

следовательно, перемежаются с дайками повышенной плотности. Кроме того, сложность взаимоотношения глубины относительно плотности может быть обусловлена около осевого опускания лав и даек, в результате чего породы с низкой плотностью вытесняются на больших глубинах (Walker, 1960; Bodvarsson and Walker, 1964; Pa'Imason, 1973; Cann, 1974; Kidd, 1977; Gudmundsson, 1995a). Важно отметить, что расположение даек с большей плотностью на больших глубинах (рис. 5) позволяет предполагать, что большинство даек, вероятно, никогда не извергали лавы – как это наблюдалось в других дайковых магмой, питающих системах, таких как в Исландии (Brandsdóttir and Einarsson, 1979; Einarsson and Brandsdóttir, 1980; Gudmundsson, 1983; Gudmundsson, 1995a, 2002; Gudmundsson, 2003), на Тенерифе, Канарские острова (Gudmundsson et al., 1999), в Троодос, Кипр (Baragar et al., 1990) и на хребте Хуан де Фука (Dziak et al., 1995; Fox et al., 1995).

5.2. Вдоль осевая (горизонтальная) миграция магмы и вариации состава магмы

Наше опробование северной стенки Глубокого Рифта Хесса сопоставляются примерно с линиями течения от ВТП. Таким образом, образцы Глубокого рифта Хесса возможно свидетельствуют о постепенной эволюции состава около осевой магматической резервуарной системы во времени, если простая двухмерная модель океанической коры применима к этому разрезу земной коры. Однако, как показано Stewart et al. (2002) систематика в расположении образцов по составу отсутствует вдоль линии течения, включая степень фракционирования (MgO) или концентрации других главных и трековых элементов и их отношений $(La/Sm)_N$. Эти и другие данные, приведенные ранее, требуют более сложного трёхмерного подхода к магматической системе с вариациями вдоль оси магматического состава и почти горизонтальной, вдоль осевой миграции магмы в дайках.

Есть убедительные доказательства субгоризонтального транспорта магмы по дайкам, включающие исследования текстур магматических потоков, таких как удлинение пузырьков, ориентировка вкрапленников и анизотропия магнитной восприимчивости (Sigurdsson and Sparks, 1978; Varga and Moores, 1985; Smith, 1987; Knight and Walker, 1988; Varga, 1991; Staudigel et al., 1992, 1999; Baer, 1995; Varga et al., 1998). Кроме того, геофизические данные о миграции сейсмической активности в рифтовых системах позволяют предполагать значительную горизонтальную миграцию магм по дайкам на десятки километров. Примеры таких событий известны на вулкане Крафла в Исландии (Brandsdóttir and Einarsson, 1979; Einarsson and Brandsdóttir, 1980), в сегменте КоАксил хребта Хуан де Фука (Dziak et al., 1995; Fox et al., 1995; Embley et al., 2000), на хребте Корда, Аксил Симаунт и Лоихи Симаунт, на Гавайях (Delaney et al., 1998; Fox and Dziak, 1998).

Сейсмические наблюдения вдоль больших разрезов, как на севере, так и на юге ВТП также подтвердили относительно непрерывное распространение расплавных линз на десятки километров вдоль оси на глубинах 1-2 км ниже морского дна (Detrick et al., 1987, 1993; Mutter et al., 1988, 1995; Toomey et al., 1990). Характер осевых линз расплава изменяется вдоль оси по ширине, глубине и внутренним свойствам (чистый расплав относительно кристаллической «каши»), позволяющий предполагать физическую сегментацию расплавных линз в масштабе десятком километров или менее (Kent et al., 1993; Mutter et al., 1995; Collier and Singh, 1998; Singh et al., 1998). Эти вдоль осевые вариации физической структуры расплавных линз (почти чистый расплав относительно кристаллической «каши») могут препятствовать крупномасштабному смещению или течению магмы внутри расплавных линз вдоль оси хребта (Singh et al., 1998), таким образом сохраняя разнообразие состава магм (композиционная сегментация). В действительности, многочисленные геохимические исследования документировали, что расплавные линзы подстилающие ВТП по составу сегментированы в различных масштабах (Langmuir et al., 1986; Hekinian et al., 1989; Karsten et al., 1990; Sinton et al., 1991; Batiza and Niu, 1992; Reynolds et al., 1992; Sinton and Detrick, 1992; Smith et al., 1994; Batiza et al., 1996; Smith et al., 2000). Таким образом, физически (и

химически) различные сегменты расплавных линз существуют и, вероятно, сохраняют их различные составы в результате эволюции автономных притоков магмы и фракционирования. Дайки, берущие начало из этих химически различных частей осевых расплавных линз часто мигрируют на значительные расстояния вдоль оси, приводя к тонкому переслаиванию даек с различными составами не связанному с фракционирование обычной родоначальной магмы.

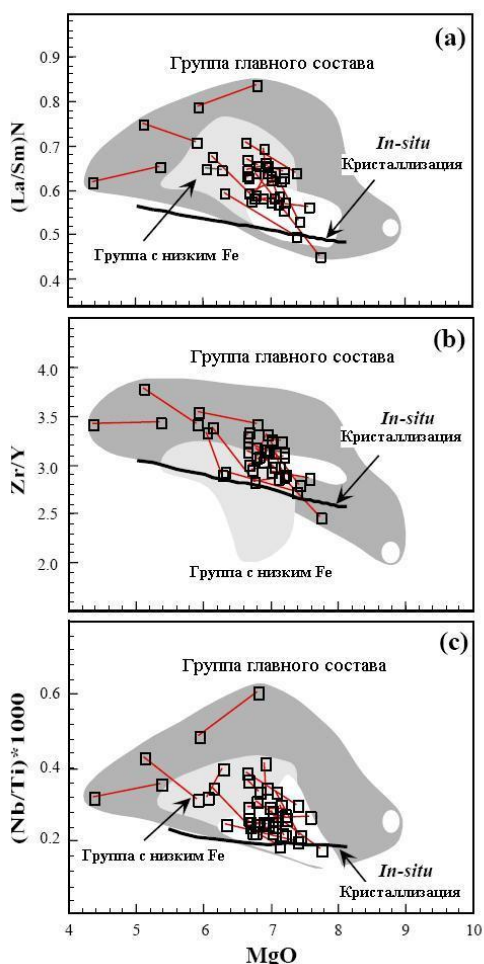


Рис. 6. MgO относительно отношений треквых элементов (a) $(La/Sm)_N$, (b) Zr/Y , и $(Nb/Ti) \times 1000$. Темно-серое поле ограничивает пробы группы главного состава с дырками, окружающими лавы группы главного состава. Светло-серое поле ограничивает пробы группы с низким Fe. Квадраты представляют пространственно близкие пары проб, соединённые линиями. Данные символы являются большими, чем аналитическая воспроизводимость ($\pm 1\sigma$). Сплошная кривая представляет моделирование кристаллизации in situ; смотри Stewart et al. (2002) для детальных моделей. Взято из Stewart et al. (2002) с разрешения American Geophysical Union.

Данные о дайках Глубокого Рифта Хесса, благоприятствующие такой трёхмерной системе, подтверждаются разными составами соседних даек (т.е., перемежающимися или близко расположенными друг от друга парами проб). Рис. 6 показывает отношения несовместимых треквых элементов относительно MgO из проб с расчётными трендами для кристаллизации in situ. Связывающие линии, соединяющие многие соседние пары даек на рис. 6, направлены под большими углами к траектории, отражающей моделируемую кристаллизацию. Это позволяет предполагать, что эти соседние пары даек не могут быть связанными между собой фракционированием обычной родоначальной магмы. Скорее всего они произошли от разных по составу первичных магм, которые формировались автономно (почти одновременно) с различным составом, которые затем внедрялись в земную кору по дайкам, что приводило к перемежению даек с разными составами.

Кроме того, отсутствие систематического распределения по химическому составу в течение обоих линейных пересечений всего потока, а также между соседними пробами, вероятно, препятствуют формированию простой двухмерной магматической системе представленной одним хорошо перемешанным магматическим резервуаром (расплавной линзой). Из него прорываются дайки однородной или постепенно эволюционирующей магмы вертикально по узкой зоне, мигрирующей в сторону от оси во время литосферного спрединга. Скорее всего, эти данные требуют более сложной трёхмерной магматической системы с почти одновременным существованием многочисленных, химически и физически разных магматических резервуаров (Perfit et al., 1994; Dick and Natland, 1996; Natland and Dick, 1996), из которых берут начало дайки и магма транспортируется вдоль оси (Fig. 7).

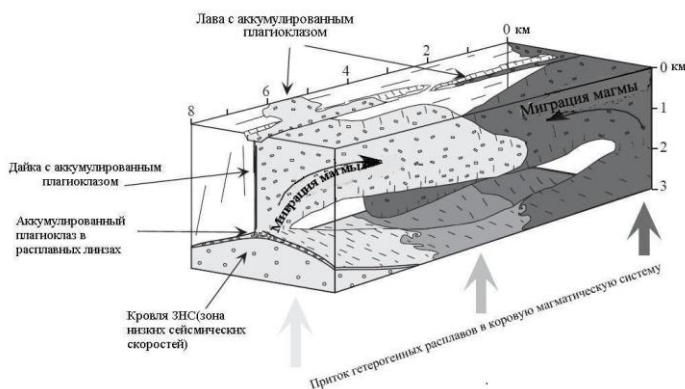


Рис. 7. Модель строения верхней коры в хребтах быстрого спрединга, показывающая изменения в поперечном разрезе (линия течения) в составе даек, обнаженных в северной стенке Глубокого рифта Хесса, и включающая механизм аккумуляции плагиоклаза, в результате которого образуются магмы с малыми плотностями и происходят извержения. (1) Расплавные линзы питаются разными мантийными расплавами вдоль осей. (2) Неполное смешение вдоль простирания осевых расплавных линз вдоль экваториальной части ВТП сохраняет разные по составу части магматической системы (разные отенки). (3) Дайки внедрялись на узких участках вблизи оси (1-2 км шириной), но не полное смешение в расплавных линзах и горизонтальная (вдоль оси) миграция магмы (показана виде векторов в дайках) привели к тесному расположению даек различного состава и к отсутствию простого тренда в составе в разрезе линии течения. Аккумуляция плагиоклаза в некоторых участках расплавных линз привели к формированию магмы с относительно малой плотностью, в результате чего эта магма была

способна достичь верхних горизонтов земной коры и, возможно, она извергалась в виде лавовых потоков. Дайки будут стремиться протыкать земную поверхность и извергать лавы в местах начальной их инъекции (энергичный приток магмы), но многие дайки не будут пересекать дневную поверхность и извергать лавы (смотри дискуссию). В течение всего времени субосевое опускание производит наклонение лав и даек во время спрединга и размещения мощных лавовых толщ (Karson et al., 2002). Отмечено, что мощность даек (обычно ~ 1 м) была чрезмерной для визуального восприятия и кровля расплавных линз размещена на 2 км, но колебалась в пределах от ~1 до 2 км. В редакции из Stewart et al. (2002) и Stewart et al. (2003) с разрешения American Geophysical Union.

Химическая изменчивость в дайковых комплексах, которая аналогична химической изменчивости на Глубоком рифте Хесса, описывалась во многих офиолитовых комплексах, большая часть которых показывала большое разнообразие и не систематическое распределение химического состава вдоль видимых линий течения (Casey et al., 1981; Elthon et al., 1986; Baragar et al., 1990; Rochette et al., 1991).

Таким образом, очевидно, что сегментированные магматические системы под осями хребтов снабжались вдоль оси (не обязательно одновременно) разными мантийными расплавами (рис. 7). Часть магматической системы, поставившая новый расплав, развивалась независимо от других одновременно формировавшихся порций за счёт фракционирования, аккумуляции и ассимиляции (по разному окрашенные расплавные линзы на рис. 7). Протяженность и переходные участки, обогащенные кристаллами, расплавных линз препятствовали смешению этих частей магматической системы. Дайки, дренирующие расплавные линзы, транспортировали магму вдоль оси на расстояния в десятки километров, прорывали толщу базальтовых лав и дайковый комплекс (который подвергался опусканию, нарушению разломами и ротации), обуславливая частую перемежаемость даек и вмещающих лав различного химического состава и историям формирования. Относительно более плавучие магмы, которые накапливали плагиоклазы в расплавных линзах, были более способны к восходящей миграции в земную кору и, следовательно, отделялись, благодаря плотностной фильтрации, и извергались на земную поверхность в виде лав. Доли магматической системы с относительно высокой подпиткой будут обладать большими возможностями к вертикальной миграции вследствие повышенного давления расплава. Наоборот, формирование магматической коры в районах с относительно слабым магматическим питанием будет преимущественно обусловлено горизонтальной миграцией магматических расплавов в дайках истекающих в других местах вдоль оси.

Важно отметить, что предполагаемая протяженность даек, внедряющихся вдоль оси (~ 20км) значительно больше, чем предполагаемая длина сегментов расплавных линз с высоким содержанием расплава (~ 5км, Singh et al., 1998). Это подразумевает необходимость преимущественного образования горизонтальных даек от почти одновременных резервуаров, чтобы сформировать верхнюю океаническую кору и дайки одного состава, вероятно, будут внедряться над расплавными линзами разных составов (и также ниже родственных лав). Примечательно, что в масштабе нашего опробования, нет данных для предположения, чтобы какая-то одна локальная магматическая система доминировала в формировании земной коры в течение времени, чтобы позднее со временем была превзойдена соседней системой вдоль оси.

6. Будущая модель 4х мерной верхней части структуры земной коры на ВТП

В предыдущих разделах мы обобщили анализ структуры и состава верхней части океанической коры, показанной в частности в 2х мерном поперечном разрезе вдоль северной стенки Глубокого рифта Хесса. Интегрированные геологические и геохимические соотношения в этом регионе выявили процессы присутствия спрединга морского дна в экваториальной части ВТП. Эти процессы заключались в опускании, образовании разломов и ротации, происходящих во взаимодействии в пределах региона активной магматической структуры, где горизонтальные и вертикальные дайковые инъекции транспортировали магму через кору и возможно происходили излияния лав. Геологические изменения в структуре верхней коры вдоль северной стенки Рифта (параллельно расширяющейся линии потока) позволяют предполагать наличие временных вариаций в спрединге, главным образом в притоке магмы, в основном, в месте на ВТП. Однако, геохимические и геологические результаты также подразумевают значительный перенос магмы вдоль оси, свидетельствуя, что 3х-мерная проекция (т.е. вдоль оси и поперёк оси) является необходимой для того, чтобы точно интерпретировать этот разрез океанической коры. Таким образом структура океанической коры должна рассматриваться в виде 4х размерного процесса (т.е. 3хмерная система изменяется во времени). В этом разделе мы используем нашу интерпретацию эволюции верхней коры Глубокого рифта Хесса в качестве исходной точки, в которой происходят (1) изменения магматического питания и воздействия на структуру земной коры и как (2) спрединговые процессы могут изменяться вдоль оси между центрами сегмента и концами сегмента вдоль хребта с быстрым спредингом. Для того, чтобы это сделать мы привлекли результаты геологических и геофизических исследований вдоль ВТП в качестве основы для интерпретации взаимоотношений в субповерхностных геологических событиях, наблюдаемых в Рифте Хесса. Процесс формирования разреза земной коры в рифте Хесса, что касается его относительного положения в сегменте спрединга неизвестно. Если произошло региональное опускание экваториальной части ВТП, то, вероятно, что спрединговый режим обуславливает соответственно меньший приток магмы по сравнению с менее глубокими частями ВТП, где приток магмы больший. Таким образом, мы предполагаем, что процессы, установленные нашими исследованиями района, вероятно представляют спрединг на некотором удалении от центра сегмента и возможно вблизи концов сегмента, что подтверждается изменениями состава магм, обсуждавшимися ранее. Использование предполагаемых вариаций притоков магмы в нашем районе в качестве исходного положения, мы рассматриваем как вдоль осевые изменения магматического снабжения в масштабе сегмента могли бы подвергаться влиянию спрединговых процессов.

6.1. Эволюция вдоль оси хребта

Вариации мощности комплекса сплошных даек и лавовых толщ, вероятно, могут относиться непосредственно к изменениям притока магмы в расплавные линзы (Karson et al., 2002). Мощность комплекса сплошных даек в Рифте Хесса изменяются большей частью от 300 до ~1000м и систематически с общей геометрией структуры даек и лавовых толщ (рис. 3). Толща сплошных даек прослеживается непрерывно в обрыве Рифта Хесса, таким образом, очевидно, что толща увеличивалась латерально по мере развития процессов спрединга, но как не понятно как сформировалась полная мощность.

Дайки пересекают, как вышележащие лавы, так и подстилающие массивы габбро. Следовательно внедрение даек должно быть непрерывным после того, как образовался контакт. Присутствие заграждений из лав и габброидных пород в комплексе сплошных даек дает понимание начального вертикального размера толщи и как она образовалась во время спрединга. Ротация блоков и образование разломов, по-видимому, могло быть результатом растяжения и уменьшения в мощности самых первых даек и пограничных толщ. Вертикальное разделение экранов из лав и габброидных пород составляет лишь около 300м, позволяя предполагать, что в какой-то точке комплекс сплошных даек по вертикали был значительно тоньше. Более поздние интрузии даек, расположенные в пределах километра или около этого от оси спрединга, вероятно, пересекали верхнюю и нижнюю границы толщи. Очевидно, что наибольший рост был связан с внедрением лавовых толщ, как показано глубиной расположения лавовых экранов ниже подошвы лавовой толщи и относительно большим размахом рельефа контакта лава/сплошные дайки. Очевидно, что в районе, где комплекс сплошных даек был мощным (увеличенным в вертикальном размере), то горизонтальная инъекция магмы должна быть важным процессом, иначе более многочисленные дайки должны были бы иметь корни в подстилающих габброидных породах. Важность латерального внедрения магмы подтверждается различным химическим составом даек, что подразумевает значительную миграцию магмы в земной коре Рифта Хесса.

Мы интерпретируем повышенную мощность комплекса сплошных даек в качестве разреза земной коры, который был сформирован в условиях относительно повышенного притока магмы во время инъекции, как вертикальных, так и горизонтальных даек. Срединг в таком режиме может происходить ниже (или не далеко от оси из) «расширяемого» или приподнятого сегмента хребта, где предполагается наличие мощного притока магмы. Наоборот, участок с уменьшенной мощностью комплекса сплошных даек сложен, в основном, сильно нарушенными разломами и разнообразно повернутыми дайками и более мощными толщами лав (рис. 3). Это позволяет предполагать, что такие районы являются относительно большими субосевыми опусканиями, которые могут коррелироваться с более глубинными, более нарушенными разломами и обрушенными сегментами хребта обычно интерпретируемыми как места с низкими притоками магмы (Macdonald, 1998). Изменения в структуре верхней части земной коры, обсуждавшиеся выше, обнаружены в разрезе земной коры рифта Хесса и, следовательно, могут отражать нормальные флуктуации в спрединговых процессах во времени поперёк одной части спредингового сегмента. Далее мы рассмотрим, как эти процессы могли изменяться вдоль спредингового сегмента от его центра с большим притоком магмы до его конца со слабым дебитом магмы вблизи места, где сегмент прерывается.

6.2. Изменения вдоль оси хребта

Спрединговые центры быстроспрединговых срединно-океанических хребтов сегментированы, с точки зрения систематики изменений вдоль их простираения, морфологических, геологических, геохимических и геофизических характеристик (Langmuir et al., 1986; Macdonald et al., 1991; Sinton et al., 1991; Mutter et al., 1995; Carbotte et al., 1998; Macdonald, 1998; Smith et al., 2000; White et al., 2000, 2002). В общем, центры сегмента характеризуются небольшой глубиной расположения, наибольшей шириной в поперечнике, большей частотой интенсивных эффузивных покровных потоков по сравнению с пиллоу-лавами и более энергичной гидротермальной активностью. Сейсмически определяемые осевые расплавные линзы имеют тенденцию располагаться на меньших глубинах и более протяженные вблизи центров сегментов. Эти характеристики также более характерны в местах с большой скоростью спрединга, таких как на юге ВТП, где дебит магмы настолько сильный, что обильное количество лавовых покровов изливаются в осевой части хребта и аккумулируются на склонах спредингового центра (Macdonald et al., 1989, 1997; White et al., 2000). Эти лавы могут наращивать вулканогенную верхнюю часть земной коры на удалении от оси до ~2 км (Hoofft et al., 1996).

Таблица 1

Тип тел миграции магмы, их размеры и расстояние, на которое магма транспортируется

Толща	Размеры (м)				Объём (м ³)	Расстояние миграции магмы
	Вертикальные	Вдоль оси	Поперёк оси			
Покровы лав на склоне ^a	<10	<1000	<2000	~10 ⁷	1000–2000 м	
Осевые покровы лав ^b	<10	1000	100's	~10 ⁶	100–1000 м	
Пиллоу-лавы ^c	10's	100's	10's	10 ⁴ –10 ⁶	Менее 100 м	
Дайки ^d	~1500	10,000's	1	>10 ⁷	1500–10,000's м	
Расплавные линзы ^e	<100	1000's	<1000	~10 ⁸	Менее 1000 м	
Кристаллическая масса ("каша") ^f	4000	10,000's	8000	~10 ¹¹	Значительно меньше 1000м	

^aHoofit et al., 1996; Carbotte et al., 1998; Fornari et al., 1998; Perfit and Chadwick, 1998; Sinton et al., 2002.

^bОграничено осевым вершинным трогом Тивей, 1996; Fornari et al., 1998; Perfit and Chadwick, 1998; Sinton et al., 2002.

^cНачало истоков на сегментах. Bryan and Moore, 1977; Perfit and Chadwick, 1998; Smith and Cann, 1992; Chadwick and Embley, 1994.

^dВертикальный размер, ограниченный глубиной АМС (1-1.5 км) на ВТП. Dziak et al., 1987; Fox et al., 1995; Delaney et al., 1998; Fox and Dziak, 1998; Embley et al., 2000.

^e Сейсмически определённый, ограниченный потенциал латеральной миграции магмы. Detrick et al., 1987; Sinton and Detrick, 1992; Detrick et al., 1993; Mutter et al., 1995.

^f Сейсмически определённый, ограниченный потенциал горизонтальной миграции магмы несмотря на огромные объёмы. Harding et al., 1989; Vera et al., 1990; Sinton and Detrick, 1992.

Наоборот, при более низких скоростях или вблизи концов сегмента оси хребта погружена, поперечный разрез более неровный и гидротермальная активность проявлена слабо (Macdonald, 1998). Расплавные линзы прерываются или отсутствуют в большинстве районов. Примечательны исключения, представленные перекрывающим спрединговым центром 9803VN и структурами, расположенными между 13805VN и 13801VN на ВТП, где по-видимому, располагаются хорошо диагностируемые расплавные линзы вблизи концов сегмента (Harding et al., 1993; Babcock et al., 1998; Kent et al., 2000; Dunn et al., 2001), хотя неизвестно, находятся ли они в стационарном состоянии или в динамическом, которое свидетельствует об активном процессе образования даек. Тем не менее, очевидно, что дебит магмы на концах сегмента значительно меньше и верхняя лавовая толща завершается изолированным бугром пиллоу-лав и хребтами (Chadwick and Embley, 1994; Perfit and Chadwick, 1998; White et al., 2000). Данные исследований разреза Глубокого рифта Хесса свидетельствуют, что эти соотношения несомненно обусловлены притоком магмы, также меняющимся в течение времени под единым разрезом оси хребта.

В общем, эти взаимоотношения позволяют предполагать, что магматическая транспортная система, которая располагается в центре сегмента и постепенно деградирует к его концам не отличается от центральных вулканов и рифтовых систем Исландии (Sigurdsson, 1987; Gudmundsson, 1995a). Эти вариации вдоль оси сегмента (и во времени), по-видимому, могут подвергаться значительным вдоль осевым притокам магматического материала из центра сегмента в сторону его концов на разных уровнях земной коры (таблица 1).

Лавовые потоки закартированные вдоль спрединговых центров протягиваются не более чем на пару километров и, следовательно, не играют существенной роли в транспортировании магмы вдоль сегмента. Однако, внедрение даек предполагает наличие механизма, который может перераспределять магму вдоль оси в масштабе всего сегмента (Delaney et al., 1998). Хотя расплавные линзы (большая доля расплава) и подстидающая предполагаемая зона кристаллической массы обладают большой протяженностью под спрединговыми центрами (Harding et al., 1989; Vera et al., 1990; Sinton and Detrick, 1992), протяженные тонкие расплавные линзы и очень вязкая кристаллическая масса («каша»), по-видимому, сильно ограничивают их потенциал транспортирования магмы вдоль оси на сколь-нибудь существенное расстояние.

6.3. Изменения спрединга в 4х-мерном измерении

Факты, рассмотренные выше, мы обобщаем нашу точку зрения 4х мерного спредингового процесса, на рис. 8. На этом рисунке мы показываем три блок-диаграммы, представляющие процессы в центре сегмента (а), в конце сегмента (с) и точку в промежутке (b). Формально признаётся, что временные вариации (четвёртое измерение) подразумеваются в этой диаграмме: время представлено фасом фронта каждого блока (история спрединга). Кроме того, вдоль осевые вариации дебитов магмы (блоки а, b, и с) могут изменяться с течением времени в любом из мест вдоль сегмента хребта. Это иллюстрируется изменениями структуры земной коры вдоль Глубокого рифта Хесса (эквивалент фасу блока на рис. 8) и также изображёнными на рис. 3.

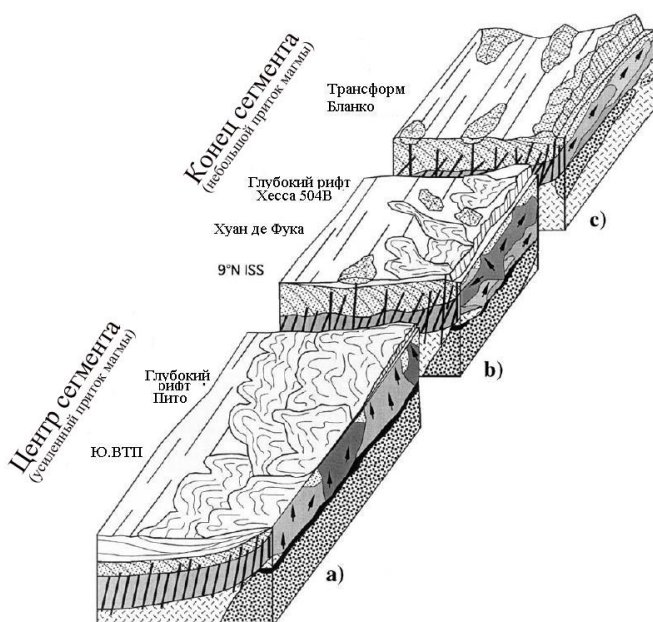


Рис. 8. Схематическая диаграмма, показывающая предполагаемые 4х-мерные взаимоотношения в верхней части океанической коры, образованной вдоль хребтов с быстрым спредингом. Стороны блоков показывают соотношения вдоль осей от почти центра сегмента (а) с усиленным притоком магмы до почти конца сегмента (с) со слабым притоком магмы. Фронты блоков показывают эволюцию во времени толщ верхней части океанической коры. Отмечается также, что вариации притоков магмы вдоль осей могут также изменяться с течением времени. Обозначения такие же как на рис. 3 за исключением грубого точечного фона для кристаллической массы («каши»); чёрного фона – магматические очаги (АМС); стрелки – направления течения магмы; Мелкий точечный фон с линиями – пиллоу лавы (Нижняя Лавовая Толща); светло-серый цвет – потоки лав на склоне осевого возвышения (~Верхняя Лавовая Толща Upper Lava Unit). Смотри текст для дискуссии.

В центре сегмента (рис. 8а) приток расход магмы самый большой. Более или менее непрерывный расход магмы из расплавной линзы и подстилающего слоя кристаллической каши обеспечивает систему, в которой вертикальная миграция магмы и магматическая постройка доминируют. Учитывая прерывистую природу магматических линз с небольшой мощностью и большим содержанием кристаллов даже в самом быстроспредиговом режиме (Kent et al., 1993; Singh et al., 1998), предполагается, что вдоль осевая миграция магмы по горизонтальным дайкам является более важным процессом по сравнению с миграцией сквозь расплавные линзы (таблица 1). Большой расход магмы в центральном регионе оси хребта приводит к усиленному горизонтальному спредингу и ограниченному опусканию (как в некоторых частях разреза рифта Хесса, смотри рис. 3). Результатом этого является относительно мощный разрез сплошных даек и отчасти меньшая мощность лав. При ограниченном опускании здесь должно происходить незначительное наклонение блоков и комплекс сплошных даек должен залегать почти параллельным крутопадающим дайкам. Дайки должны пересекать лавовые потоки под большими углами. Крупные по объёму с высокими скоростями извержения, в результате которых изливаются покровные потоки на склоны спредингового центра могут быть важной частью вулканической корки верхней части земной коры (Hooff et al., 1996; Carbotte et al., 1997; White et al., 2000, 2002). Непрерывный большой расход магмы в этой части сегмента, по-видимому, может приводить к образованию однородной верхнекоровой структуре с умеренными изменениями мощности и внутреннего строения большинства толщ земной коры, обусловленные флуктуациями магматического питания.

По мере удаления от центра сегмента (рис. 8b) магматическое питание расплавных линз уменьшается. Расплавные линзы явно становятся прерывистыми, требуя инъекции даек вдоль оси, чтобы обеспечить латеральный спрединг. Там, где частота внедрения даек совпадает со скоростью спрединга субосевое опускание, образование разломов и ротация блоков сопутствуют спредингу, создавая пространство для увеличения мощности лавовых толщ. Ансамбль нарушенных разломами и наклонением даек Ии лав (Нижняя Лавовая Толща на рис. 3) перекрываются менее наклоненными недеформированными лавами, включая покровные потоки на склонах, и пересекаются менее нарушенными разломами, круто падающими дайками. Поскольку опускание и процесс наклонения может отчасти ограничиваться в этой ситуации магматической постройкой, то угловое несогласие между лавами и дайками должно быть небольшим.

По мере приближения к концу сегмента (рис. 8с), ожидается, что магматическое питание может происходить в самой нижней точке. Расплавные линзы могут отсутствовать или быть очень кратковременными. Горизонтальная миграция магмы по дайкам, берущим начало из расплавных линз, расположенных на некотором расстоянии вдоль оси должна быть доминирующим типом магматической постройки земной коры. Более того, может происходить горизонтальное распространение магмы от двух соседних сегментов (рис. 7). При условии слабого магматического питания, должно происходить значительное субосевое опускание и приводить к интенсивному наклонению и дроблению лав и сплошных даек. Большие углы падения могут ожидать при формировании комплекса сплошных даек. Лавы, преобладающие в буграх, сложенных пиллоу-лавами и хребтах (Chadwick and Embley, 1994; White et al., 2000, 2002), должны расти вверх. Изменяющиеся притоки магмы могут привести к значительным изменениям структуры верхней части земной коры вдоль линии спрединга, где более поздние дайки могут пересекать наклонные плоскости даек и лав под большими углами.

Мы ожидаем выявления геологических структур, отражающих эти различия построек верхних частей океанической коры, которые находятся в местах, где земная кора обнажится тектоническими окнами или в результате глубокого бурения земная кора сможет быть исследована более детально и будут показаны формирования центров хребтов (вероятно с энергичным притоком магмы, что возможно происходит на Глубокой Пито) и будет сравнено с океанической корой образованной на концах сегмента хребтов (по-видимому, с небольшими дебитами притока магмы, как например на трансформе Бланко). Мы ожидаем, что относительно большие порции магмы транспортируются в сегментах с интенсивным питанием в вертикальном направлении (наряду с большой долей субгоризонтальной миграции) и в результате расширения, при этом, как магматическое питание уменьшается, то вертикальная миграция переходя в субгоризонтальную, которая является доминирующим процессом формирования магматической постройки в сегментах хребта со слабыми притоками магмы. Мы также предполагаем, что исследования таких тектонических окон покажет, что флуктуации интенсивности притока магмы изменяются с течением времени под сегментами хребта и таким образом доминантным типом коровой конструкции (магматический относительно процесса образования разломов и опускания) также варьируют во времени.

. This line of reasoning may also provide a means for evaluating the axial setting of formation of ophiolite complexes.

References

- Allan, J.F., Falloon, T., Pedersen, R.B., Lakkapragada, B.S., Natland, J.H., Malpas, J., 1996. Petrology of selected Leg 147 basaltic lavas and dikes. In: Me'vel, C., Gillis, K.M., Allan, J.F., Meyer, P.S. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, vol. 147. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 173–185.
- Autio, L.K., Sparks, J.W., Rhodes, J.M., 1989. Geochemistry of Leg 111 basalts: intrusive feeders for highly depleted pillows and flows. In: Becker, K., Sakai, H., et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, vol. 111. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 3–16.

- Babcock, J.M., Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., 1998. An examination of along-axis variation of magma chamber width and crustal structure on the East Pacific Rise between 13830VN and 12820VN. *J. Geophys. Res.* 103, 30451–30468.
- Baer, G., 1995. Fracture propagation and magma flow in segmented dykes: field evidence and fabric analyses, Makhtesh Ramon, Israel. In: Baer, G., Heimann, A. (Eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*. Balkema, Rotterdam, pp. 125–141.
- Baragar, W.R.A., Lambert, M.B., Baglow, N., Gibson, I.L., 1990. The sheeted dyke zone in the Troodos ophiolite. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*. Proceedings of the Symposium bTroodos 1987Q. Minist. Agric. Nat. Resour., Nicosia, pp. 31–51.
- Batiza, R., Niu, Y., 1992. Petrology and magma chamber processes at the East Pacific Rise ~9830VN. *J. Geophys. Res.* 97, 6779–6797.
- Batiza, R., Niu, Y., Karsten, J.L., Boger, W., Potts, E., Norby, L., Butler, R., 1996. Steady and non-steady state magma chambers below the East Pacific Rise. *Geophys. Res. Lett.* 23, 221–224.
- Bodvarsson, G., Walker, G.P.L., 1964. Crustal drift in Iceland. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 9, 285–300.
- Brandsdóttir, B., Einarsson, P., 1979. Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 197–212.
- Bryan, W.B., Moore, J.G., 1977. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. 36849VN. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 88, 556–570.
- Cadman, A.C., Tarney, J., Baragar, W.R.A., Wardle, R.J., 1994. Relationship between Proterozoic dykes and associated volcanic sequences: evidence from the Harp Swarm and Seal Lake Group, Labrador, Canada. *Precambrian Res.* 68 (3–4), 357–374.
- Cann, J.R., 1974. A model for oceanic crustal structure developed. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 39, 169–187.
- Carbotte, S., Mutter, J.C., Xu, L., 1997. Contribution of volcanism and tectonism to axial and flank morphology of the southern East Pacific Rise, 17810V–17840 VS, from a study of layer 2A geometry. *J. Geophys. Res.* 102, 10165–10184.
- Carbotte, S., Mutter, C., Mutter, J., Ponce-Correa, G., 1998. Influence of magma supply and spreading rate on crustal magma bodies and emplacement of the extrusive layer: insights from the East Pacific Rise at lat. 168N. *Geology* 26, 455–458.
- Casey, J.F., Karson, J.A., 1981. Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex. *Nature* 292, 295–301.
- Casey, J.F., Dewey, J.F., Fox, P.J., Karson, J.A., Rosencrantz, E., 1981. Heterogeneous nature of the oceanic crust and upper mantle: a perspective from the Bay of Islands ophiolite. In: Emiliani, C. (Ed.), *The Oceanic Lithosphere*. The Sea, vol. VII. Wiley, New York, pp. 305–338.
- Chadwick Jr., W.W., Embley, R.W., 1994. Lava flows from a mid-1980s submarine eruption on the Cleft Segment, Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* 99, 4761–4776.
- Christie, D.M., Sinton, J.M., 1981. Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.* 56, 321–335.
- Collier, J.S., Singh, S.C., 1998. A seismic inversion study of the axial magma chamber reflector beneath the East Pacific Rise near 108N. In: Mills, R.A., Harrison, K. (Eds.), *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record*. Spec. Publ.- Geol. Soc. Lond. 148, 17–28.
- Delaney, J.R., Kelley, D.S., Lilley, M.D., Butterfield, D.A., Baross, J.A., Wilcock, W.S.D., Embley, R.W., Summit, M., 1998. The quantum event of oceanic crustal accretion: impacts of diking at mid-ocean ridges. *Science* 281, 222–230.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., Brocher, T., 1987. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature* 326, 35–41.
- Detrick, R.S., Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., Mutter, J.C., Buhl, P., 1993. Seismic structure of the southern East Pacific Rise. *Science* 259, 499–503.
- Dewey, J.F., Kidd, W.S.F., 1977. Geometry of plate accretion. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 88, 960–968.
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., 1996. Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In: Me´vel, C., Gillis, K.M., Allan, J.F., Meyer, P.S. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 147. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 103–134.
- Dunn, R.A., Toomey, D.R., Detrick, R.S., Wilcock, W.S.D., 2001. Continuous mantle melt supply beneath an overlapping spreading center on the East Pacific Rise. *Science* 291, 1955–1958.
- Dziak, R.P., Fox, C.G., Schreiner, A.E., 1995. The June–July 1993 seismo-acoustic event at CoAxial Segment, Juan de Fuca Ridge: evidence for a lateral dike injection. *Geophys. Res. Lett.* 22, 135–138.
- Einarsson, P., Brandsdóttir, B., 1980. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978 deflation of the Krafla Volcano in NE Iceland. *J. Geophys.* 47, 160–165.
- Elthon, D., Karson, J.A., Casey, J.F., Sullivan, J., Siroky, F.X., 1986. Geochemistry of diabase dikes from the Lewis Hills Massif, Bay of Islands ophiolite: evidence for partial melting of oceanic crust in transform faults. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 89–103.
- Embley, R.W., Chadwick, W.W., Perfit, M.R., Smith, M.C., Delaney, J.R., 2000. Recent eruptions on the CoAxial segment of the Juan de Fuca Ridge: implications for mid-ocean ridge accretion processes. *J. Geophys. Res.* 105, 16501–16525.
- Fornari, D.J., Haymon, R.M., Perfit, M.R., Gregg, T.K.P., Edwards, M.H., 1998. Axial summit trough of the East Pacific Rise 98–108N: geological characteristics and evolution of the axial zone on fast spreading mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 103, 9827–9855.

- Fox, C.G., Dziak, R.P., 1998. Hydroacoustic detection of volcanic activity on the Gorda Ridge, February–March 1996. *Deep-Sea Res.*, II 45, 2513–2530.
- Fox, C.G., Radford, E., Dziak, R.P., Lau, T.-K., Matsumoto, H., Schreiner, A.E., 1995. Acoustic detection of a seafloor spreading episode on the Juan de Fuca Ridge using military hydrophone arrays. *Geophys. Res. Lett.* 22, 131–134.
- Francheteau, J., Armijo, R., Cheminee, J.L., Hekinian, R., Lonsdale, P., Blum, N., 1990. 1 Ma East Pacific Rise oceanic crust and uppermost mantle exposed by rifting in Hess Deep (equatorial Pacific Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 281–295.
- Gillis, K.M., Muehlenbachs, K., Stewart, M., Gleeson, T., Karson, J., 2001. Fluid flow patterns in fast spreading East Pacific Rise crust exposed at Hess Deep. *J. Geophys. Res.* 106, 26311–26329.
- Gudmundsson, A., 1983. Form and dimensions of dykes in eastern Iceland. *Tectonophysics* 95, 295–307.
- Gudmundsson, A., 1990. Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectonophysics* 176, 257–275. Gudmundsson, A., 1995a. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 64, 1–22.
- Gudmundsson, A., 1995b. The geometry and growth of dykes. In: Baer, G., Heimann, A. (Eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*. Balkema, Rotterdam, pp. 23–34.
- Gudmundsson, A., 2003. Surface stresses associated with arrested dykes in rift zones. *Bull. Volcanol.* 65, 606–619.
- Gudmundsson, A., Marinoni, L.B., Marti, J., 1999. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 1–13.
- Gudmundsson, A., Fjeldskaar, I., Brenner, S.L., 2002. Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, 257–278.
- Hanna, H.D., Klein, E.M., Willmore, C.C., Stewart, M.A., Bou-dreau, A.E., 1999. Compositional, Textural and spatial characteristics of high-level gabbros recovered by submersible from the Hess Deep Rift. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 80, F985.
- Harding, A.J., Orcutt, J.A., Kappus, M.E., Vera, E.E., Mutter, J.C., Buhl, P., Detrick, R.S., Brocher, T.M., 1989. Structure of young oceanic crust at 138N of the East Pacific Rise from expanding spread profiles. *J. Geophys. Res.* 94, 12163–12196.
- Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., 1993. A multichannel seismic investigation of upper crustal structure at 98N on the East Pacific Rise: implications for crustal accretion. *J. Geophys. Res.* 98, 13925–13944.
- Hekinian, R., Thompson, G., Bideau, D., 1989. Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the East Pacific Rise at 12835VN–12851VN and 11826VN–11830VN. *J. Geophys. Res.* 94, 17437–17463.
- Helgason, J., Zentilli, M., 1985. Field characteristics of laterally emplaced dikes: anatomy of exhumed Miocene dike swarm in Reydarfjörður, eastern Iceland. *Tectonophysics* 115, 247–274.
- Hey, R.N., Deffeyes, K.S., Johnson, G.L., Lowrie, A., 1972. The Galapagos triple junction and plate motions in the east Pacific. *Nature* 237, 20–22.
- Hoof, E.E., Detrick, R.S., 1993. The role of density in the accumulation of basaltic melts at mid-ocean ridges. *Geophys. Res. Lett.* 20, 423–426.
- Hoof, E.E., Schouten, H., Detrick, R.S., 1996. Constraining crustal emplacement processes from the variation in seismic layer 2A thickness at the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 289–310.
- Hurst, S.D., Karson, J.A., 2004. Side-scan processing and interpretation along the northern wall of the Hess Deep Rift: texture analysis and geologic ground-truth. *J. Geophys. Res.* 109, B02107.
- Hurst, S.D., Karson, J.A., Verosub, K.L., 1994. Paleomagnetism of tilted dikes in fast spread oceanic crust exposed in the Hess Deep Rift: implications for spreading and rift propagation. *Tectonics* 13, 789–802.
- Johnson, G.L., Vogt, P.R., Hey, R., Campsie, J., Lowrie, A., 1976. Morphology and structure of the Galapagos Rise. *Mar. Geol.* 21, 81–120.
- Karson, J.A., 1998. Internal structure of oceanic lithosphere: a perspective from tectonic windows. In: Buck, W.R., Delaney, P.T., Karson, J.A., Lagabrielle, Y. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union 106, 177–218.
- Karson, J.A., 2002. Geologic structure of uppermost oceanic crust created at fast- to intermediate-rate spreading centers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 30, 347–384.
- Karson, J.A., Hurst, S.D., Lonsdale, P., 1992. Tectonic rotations of dikes in fast-spread oceanic crust exposed near Hess Deep. *Geology* 20, 685–688.
- Karson, J.A., Klein, E.M., Hurst, S.D., Lee, C.E., Rivizzigno, P.A., Curewitz, D., Morris, A.R., Hess Deep '99 Scientific Party, 2002. Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: implications for sub-axial processes at the East Pacific Rise. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3, 10.1029/2001GC000155.
- Karsten, J.L., Delaney, J.R., Rhodes, J.M., Liias, R.A., 1990. Spatial and temporal evolution of magmatic systems beneath the Endeavor segment, Juan de Fuca Ridge: tectonic and petrologic constraints. *J. Geophys. Res.* 95, 19235–19256.
- Kattenhorn, S.A., Watkeys, M.K., 1995. Blunt-ended dyke segments. *J. Struct. Geol.* 17, 1535–1542.
- Kay, R.W., Senechal, R.G., 1976. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. *J. Geophys. Res.* 81, 964–970.
- Kent, G.M., Harding, A.J., Orcutt, J.A., 1993. Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton Transform and the 9817VN Deval from forward modeling of common depth point data. *J. Geophys. Res.* 98, 13945–13969.

- Kent, G.M., Singh, S.C., Harding, A.J., Sinha, M.C., Orcutt, J.A., Barton, P.J., White, R.S., Bazin, S., Hobbs, R.W., Tong, C.H., 2000. Evidence from three-dimensional seismic reflectivity images for enhanced melt supply beneath mid-ocean-ridge discontinuities. *Nature* 406, 614–618.
- Kidd, R.G.W., 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 50, 149–183.
- Knight, M.D., Walker, G.P.L., 1988. Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.* 93, 4301–4320.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Batiza, R., 1986. Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5830V–14830VN. *Nature* 322, 422–429.
- Lee, C.E., 2000. The Internal Structure of the Sheeted Dike Complex at the Hess Deep Rift: implications for Spreading Processes Beneath the Fast-Spreading East Pacific Rise. MS thesis, Duke University, Durham, NC.
- Lister, J.R., Kerr, R.C., 1991. Fluid–mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res.* 96, 10049–10077.
- Lonsdale, P., 1988. Structural pattern of the Galapagos Microplate and evolution of the Galapagos triple junctions. *J. Geophys. Res.* 93, 13551–13574.
- Lonsdale, P., Blum, N., Puchelt, H., 1992. The RRR triple junction at the southern end of the Pacific–Cocos East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 73–85.
- Lytwyn, J.N., Casey, J.F., 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kizildag) ophiolite, southern Turkey: possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers. *Tectono-physics* 223, 237–272.
- Macdonald, K.C., 1998. Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers. In: Buck, W.R., Delaney, P.T., Karson, J.A., Lagabriele, Y. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* 106, 27–58.
- Macdonald, K.C., Haymon, R., Shor, A., 1989. A 220 km² recently erupted lava field on the East Pacific Rise near lat 88S. *Geology* 17, 212–216.
- Macdonald, K.C., Scheirer, D.S., Carbotte, S.M., 1991. Mid-ocean ridges: discontinuities, segments and giant cracks. *Science* 253, 986–994.
- Macdonald, K.C., Haymon, R.M., White, S.M., Sharfstein, P.J., 1997. Evidence for extensive lava flows on the Southern East Pacific Rise. *Eos* 78, 705.
- MacLeod, C.J., C  le  rier, B., Fr  h-Green, G.F., Manning, C.E., 1996. Tectonics of Hess Deep: a synthesis of drilling results from Leg 147. In: Me  vel, C., Gillis, K.M., Allan, J.F., Meyer, P.S. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 147. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 461–475.
- Marsh, B.D., 1981. On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78, 85–98.
- Moores, E.M., 1982. Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 735–760.
- Murase, T., McBirney, A.R., 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 3563–3592.
- Mutter, J.C., Barth, G.A., Buhl, P., Detrick, R.S., Orcutt, J.A., Harding, A.J., 1988. Magma distribution across ridge axis discontinuities on the East Pacific Rise (8840V to 9850VN) from multichannel seismic images. *Nature* 336, 156–158.
- Mutter, J.C., Carbotte, S.M., Su, W., Xu, L., Buhl, P., Detrick, R.S., Graham, G.M., Orcutt, J.A., Harding, A.J., 1995. Seismic images of active magma systems beneath the East Pacific Rise between 17805V and 17835VS. *Science* 268, 391–395.
- Natland, J.H., Dick, H.J.B., 1996. Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep: the origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast-spreading ridges. In: Me  vel, C., Gillis, K.M., Allan, J.F., Meyer, P.S. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 147. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 21–58.
- Nicolas, A., Boudier, F., 1991. Rooting of the sheeted dike complex in the Oman Ophiolite. In: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.J. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Litho-sphere*. Dordrecht, Netherlands, pp. 39–54.
- Pallister, J.S., 1981. Structure of the sheeted dike complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Res.* 86, 2661–2672.
- Pa  lmason, G., 1973. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 33, 451–481.
- Pearce, J.A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* 25, 41–67.
- Perfit, M.R., Chadwick Jr., W.W., 1998. Magmatism at mid-ocean ridges: constraints from volcanological and geochemical investigations. In: Buck, W.R., Delaney, P.T., Karson, J.A., Lagabriele, Y. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* 106, 59–115.
- Perfit, M.R., Fornari, D.J., Malahoff, A., Embley, R.W., 1983. Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift: trace element abundances and petrogenesis. *J. Geophys. Res.* 88, 10551–10572.
- Perfit, M.R., Fornari, D.J., Smith, M.C., Bender, J.F., Langmuir, C.H., Haymon, R.M., 1994. Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes. *Geology* 22, 375–379.

- Piskin, O., Delaloye, M., Moritz, R., Wagner, J.-J., 1990. Geochemistry and geothermometry of the Hatay Complex Turkey: implications for the genesis of the ophiolite sequence. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites Oceanic Crustal Analogues*. Proc. Symposium dTroodos 1987T. Minist. Agric. Nat. Resour., Nicosia, pp. 329–338.
- Pollard, D.D., Johnson, A.M., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mts., Utah, Part II. *Tectonophysics* 18, 311–354.
- Reynolds, J.R., Langmuir, C.H., Bender, J.F., Kastens, K.A., Ryan, W.B.F., 1992. Spatial and temporal variability in the geochemistry of basalts from the East Pacific Rise. *Nature* 359, 493–499.
- Rivizzigno, P.A., Karson, J.A., 1999. Temporal variations in relative thickness of the extrusive and sheeted dike units in EPR crust exposed at Hess Deep Rift: implications for models of upper crustal construction. *Eos Trans. AGU* 80, F984.
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., 1991. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In: Peters, T.J., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Proceedings of the Ophiolite Conference, Muscat, Oman, pp. 55–82.
- Rosencrantz, E., 1982. Formation of uppermost oceanic crust. *Tectonics* 1, 471–494.
- Rubin, A.M., 1993. Tensile fracture of rock at high confining pressure: implications for dike propagation. *J. Geophys. Res.* 98, 15935–151919.
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287–336.
- Rubin, A.M., Pollard, D.D., 1987. Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones. In: Decker, R.W., Write, T.L., Stauffer, P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, Volume 2. Prof. Pap.- Geol. Surv. (U.S.) 1350, 1449–1470.
- Ryan, M.P., 1993. Neutral buoyancy and the structure of mid-ocean ridge magma reservoirs. *J. Geophys. Res.* 98, 22321–22338.
- Scoates, J.S., 2000. The plagioclase-magma density paradox re-examined and the crystallization of Proterozoic anorthosites. *J. Pet.* 41, 627–649.
- Sigurdsson, 1987. Dyke injection in Iceland: a review. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*. Spec. Pap.- Geol. Assoc. Can. 34, 55–64.
- Sigurdsson, H., Sparks, S.R.J., 1978. Lateral magma flow within rifted Icelandic crust. *Nature* 274, 126–130. Singh, S.C., Kent, G.M., Collier, J.S., Harding, A.J., Orcutt, J.A., 1998. Melt to mush variations in crustal magma properties along the ridge crest at the southern East Pacific Rise. *Nature* 394, 874–878.
- Sinton, J., Detrick, R., 1992. Mid-ocean ridge magma chambers. *J. Geophys. Res.* 97, 197–216.
- Sinton, J.M., Smaglik, S.M., Mahoney, J.J., Macdonald, K.C., 1991. Magmatic processes at superfast spreading mid-ocean ridges: glass compositional variations along the East Pacific Rise 13–238S. *J. Geophys. Res.* 96, 6133–6155.
- Sinton, J., Bergmanis, E., Rubin, K., Batiza, R., Gregg, T.K.P., Grfnvold, K., Macdonald, K.C., White, S.M., 2002. Volcanic eruptions on mid-ocean ridges: new evidence from the superfast spreading East Pacific Rise, 178–198S. *J. Geophys. Res.* 107, 2115.
- Smith, R.P., 1987. Dyke emplacement at Spanish Peaks, Colorado. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*. Spec. Pap.- Geol. Assoc. Can. 34, 47–54.
- Smith, D.K., Cann, J.R., 1992. The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (248–308N). *J. Geophys. Res.* 97, 1645–1658.
- Smith, M.C., Perfit, M.R., Jonasson, I.R., 1994. Petrology and geochemistry of basalts from the southern Juan de Fuca Ridge: controls on the spatial and temporal evolution of mid-ocean ridge basalt. *J. Geophys. Res.* 99, 4787–4812.
- Smith, M.C., Perfit, M.R., Fornari, D.J., Ridley, W.I., Edwards, M.H., Kurras, G.J., Von Damm, K.L., 2000. Magmatic processes and segmentation at a fast spreading mid-ocean ridge: detailed investigation of an axial discontinuity on the East Pacific Rise crest at 9837VN. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2 (2000GC000134).
- Sparks, R.S.J., Meyer, P., Sigurdsson, H., 1980. Density variations amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 419–430.
- Staudigel, H., Gee, J., Tauxe, L., Varga, R.J., 1992. Shallow intrusive directions of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. *Geology* 20, 841–844.
- Staudigel, H., Tauxe, L., Gee, J.S., Bogaard, P., Haspels, J., Kale, G., Leeders, A., Swaak, B., Tuin, M., VanSoest, M.X., Verdur-men, E.A.Th., Zevenhuizen, A., 1999. Geochemistry and intrusive directions in sheeted dikes in the Troodos ophiolite: implications for mid-ocean ridge spreading centers. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1 (1999GC000001).
- Stewart, M.A., 2000. Geochemistry of dikes and lavas from Hess Deep: implications for Crustal Construction Processes Beneath Mid-Ocean Ridges and the Stable-Chlorine Isotope Geochemistry of Mid-Ocean Ridge Basalt Glasses. PhD dissertation, Duke Univ., Durham, NC.
- Stewart, M.A., Klein, E.M., Karson, J.A., 2002. The geochemistry of dikes and lavas from the North Wall of the Hess Deep Rift: insights into the four-dimensional character of crustal construction at fast-spreading mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 107, 2238.
- Stewart, M.A., Klein, E.M., Brophy, J.G., 2003. Geochemical relationships between dikes and lavas at The Hess Deep Rift: implications for magma eruptibility. *J. Geophys. Res.* 108, 2184.
- Stolper, E., Walker, D., 1980. Melt density and the average composition of basalt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 7–12.
- Suen, C.J., Frey, F.A., Malpas, J., 1979. Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 337–348.
- Thy, P., Esbensen, K.H., 1993. Seafloor spreading and the ophiolitic sequences of the Troodos complex: a principal component analysis of lava and dike compositions. *J. Geophys. Res.* 98, 11799–11805.

- Tivey, M.A., 1996. The vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements. *J. Geophys. Res.* 101, 20275–20296.
- Toomey, D.R., Purdy, G.M., Solomon, S.C., Wilcock, W.S.D., 1990. The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9830VN. *Nature* 347, 639–645.
- Varga, R.J., 1991. Modes of extension at oceanic spreading centers: evidence from the Solea graben, Troodos ophiolite, Cyprus. *J. Struct. Geol.* 13, 517–537.
- Varga, R.J., Moores, E.M., 1985. Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology* 13, 846–850.
- Varga, R.J., Gee, J.S., Staudigel, H., Tauxe, L., 1998. Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos Ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 103, 5241–5256.
- Varga, R.G., Karson, J.A., Gee, J.S., 2004. Paleomagnetic constraints on deformation models for oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: implications for axial processes at the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* 109 (B2104).
- Vera, E.E., Muter, J.C., Buhl, P., Orcutt, J.A., Harding, A.J., Kappus, M.E., Detrick, R.S., Brocher, T.M., 1990. The structure of 0- to 0.2-my-old oceanic crust at 98N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles. *J. Geophys. Res.* 95, 14556–15529.
- Voght, P.R., Johnson, G.L., 1973. Magnetic telechemistry of oceanic crust? *Nature* 245, 373.
- Walker, G.P.L., 1960. Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *J. Geol.* 68, 1515–1528.
- White, S.M., Macdonald, K.C., Haymon, R.M., 2000. Basaltic lava domes, lava lakes, and volcanic segmentation on the southern East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* 105, 23519–23536.
- White, S.M., Haymon, R.M., Fornari, D.J., Perfit, M.R., Macdonald, K.C., 2002. Correlation between volcanic and tectonic segmentation of fast-spreading ridges: evidence from volcanic structures and lava flow morphology on the East Pacific Rise at 98–108N. *J. Geophys. Res.* 107, 2173.