

УДК 551.242.23

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА И МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

© 2006 А. В. Розова, Е. П. Дубинин

*МГУ, Музей землеведения, сектор геодинамики, Москва, 119992
тел. (495)939-15-10; факс. (495)939-15-94; e-mail: dubinin@mes.msu.ru*

Рассмотрены особенности изменения форм рельефа и морфоструктурной сегментации вдоль простираения рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта, раздвигающегося со средними скоростями спрединга (5.8 – 7.6 см/год). Показано, что для него характерно изменение форм рельефа от морфологии осевых поднятий, характерных для быстро раздвигающихся хребтов (>8 см/год), до морфологии рифтовых долин, характерных для медленно раздвигающихся хребтов (<4 см/год), через особый, промежуточный тип морфологии рифтовой зоны. Выявлены основные формы рельефа дна для участков рифтовой зоны с промежуточной морфологией. На основании анализа рельефа дна рифтовой зоны сделаны предположения о характере изменений глубинной структуры литосферы при переходе от рифтовых зон с морфологией осевых поднятий к рифтовым зонам с промежуточной морфологией и с морфологией рифтовых долин.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение рифтовых зон срединно-океанических хребтов (СОХ) с быстрым и с медленным спредингом позволило уже достаточно давно получить детальное представление об их рельефе. Известно, что рифтовые зоны с низкой скоростью раскрытия (менее 4 см/год), как правило, имеют форму глубоких рифтовых долин («морфология рифтовых долин») шириной около 30 км и глубиной порядка 1.5 – 3 км, например, на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) (Sempere, Macdonald, 1987). Для рифтовых зон СОХ с быстрым спредингом (больше 8 см/год) характерно горстобразное поднятие шириной около 30 км и высотой порядка 400 – 500 м, например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) (Lonsdale, 1994; Cochran et al., 1993). В привершинной части этого поднятия, как правило, образуется осевое поднятие треугольной, трапециевидной или купольной формы («морфология осевых поднятий»), в центральной части которого периодически появляется вершинный грабен глубиной в первые десятки метров и шириной десятки-сотни метров, который протягивается на десятки километров вдоль оси (Lonsdale, 1977; Macdonald, Fox, 1988).

Морфология рифтовых зон среднесрединговых хребтов, где скорость спрединга варьирует от 4 до 8 см/год, не столь определена и гораздо

более изменчива. Примерами таких хребтов могут служить Юго-Восточный Индийский хребет (скорость спрединга 5.8 – 7.6 см/год), Тихоокеанско-Антарктический хребет (скорость спрединга 5.5 – 10.0 см/год), Галапагосский центр спрединга (скорость спрединга 4.5 – 6.5 см/год), хребет Хуан де Фука (скорость спрединга около 6 см/год). На этих хребтах можно встретить как формы рельефа, подобные рифтовым долинам хребтов с медленным спредингом, так и рельеф, напоминающий осевые поднятия быстрых хребтов, причем особенностью среднесрединговых хребтов являются постепенные вдольосевые изменения морфологии от рифтовых долин к осевым поднятиям с формированием морфологии промежуточного типа. Все попытки классификации форм рельефа рифтовых зон со средней скоростью раздвижения сводились, как правило, к выделению трех основных типов рельефа, по аналогии с рельефом рифтовых зон с быстрым и с медленным спредингом: морфология осевых поднятий, промежуточная морфология (либо рифтовые поднятия (Sempere et al., 1997), либо мелкие рифтовые долины (Ma, Cochran, 1996)) и морфология глубоких рифтовых долин. При этом большинство исследователей отмечают, что рельеф рифтовых зон среднесрединговых хребтов практически всегда отличается от типов морфологии, описанных на хребтах с быстрым и с

медленным спредингом, и что подобные классификации слишком жесткие для описания многообразия форм рельефа рифтовых зон средне-спрединговых хребтов.

В процессе изучения рифтовых зон СОХ было установлено, что особенности их рельефа определяются, в первую очередь, соотношением размеров глубинных магматических структур в коре и мантии и характером протекающих там геодинамических процессов (Дубинин, Ушаков, 2001). На хребтах с быстрым спредингом сейсмическими методами практически везде выявляется осевая магматическая камера (Detrick et al., 1987), степень насыщенности расплавом и форма кровли которой, видимо, определяют форму осевого поднятия (Macdonald et al., 1998). На хребтах с медленным спредингом устойчивые осевые магматические камеры современными геофизическими методами почти нигде не обнаружены. Здесь, в моделях глубинного строения рифтовых зон над региональным поднятием астеносферы предполагается образование отдельных центров сфокусированного мантийного апвеллинга, над которыми периодически могут возникать локальные короткоживущие очаги расплава в коре (Tolstoy et al., 1993; Галушкин и др., 2002). Например, такие локальные очаги в виде силлов или линз были выделены с помощью сейсмической томографии на глубине 3.5 км в рифтовой зоне САХ (область АМАР, 36.5° с.ш. (Magde et al., 2000)). Из этих очагов расплава и происходят излияния магмы на осевых вулканах внутреннего дна рифтовой долины. Наличие или отсутствие стационарной коровой магматической камеры в спрединговых хребтах с высокими и низкими скоростями раздвижения определяет принципиальные различия в механизмах аккреции, глубинном строении коры и рельефе дна рифтовых зон (Дубинин, Ушаков, 2001; Галушкин и др., 2002). Для хребтов со средними скоростями раздвижения в настоящее время нет такой определенности в моделях глубинного строения литосферы в виду явной недостаточности сейсмических исследований, хотя рельеф этих хребтов описан достаточно детально. Поэтому целью настоящей работы является попытка выявления особенностей изменения форм рельефа рифтовых зон среднеспрединговых хребтов и рассмотрения геодинамических причин, ответственных за эти изменения.

Для анализа особенностей рельефа рифтовых зон СОХ со средней скоростью растяжения был выбран Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ) (рис. 1 А). Он протягивается примерно на 8000 км от тройного соединения (ТС) Родригес до ТС Маккуори (62° ю.ш. и 160° в.д.). Скорость спрединга на ЮВИХ быстро возрастает от 57.5 мм/год в районе ТС Родригес до 68 мм/год - около плато Амстердам Сен-Поль, а дальше к востоку

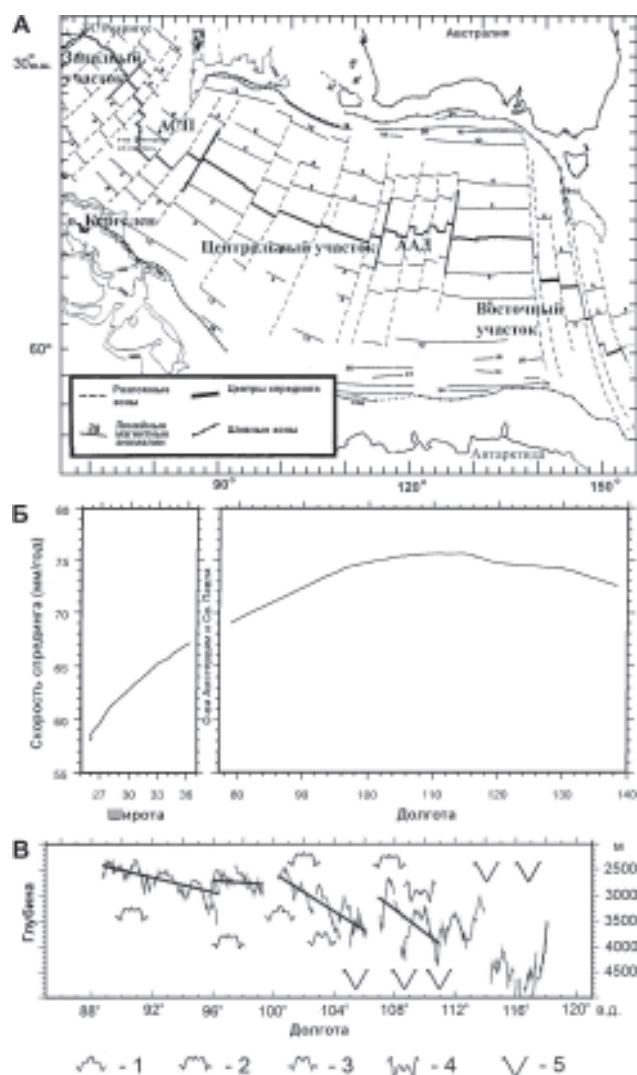


Рис. 1. Характеристика Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ): А - тектоническая схема ЮВИХ; Б - изменение скорости спрединга на ЮВИХ (Sempere et al., 1997); В - вдольосевой профиль ЮВИХ между 88 и 118° в.д. и изменение типа морфологии рифтовой зоны. АСП - плато Амстердам - Сен-Поль; ААД - Австрало-Антарктический Дискорданс. 1 - Крупное поднятие, ограниченное впадинами зарождающейся рифтовой долины, на оси появляется среднее поднятие; 2 - крупное поднятие, ограниченное впадинами зарождающейся рифтовой долины, среднее поднятие на оси погружается в пределы грабена; 3 - крупное поднятие, ограниченное впадинами зарождающейся рифтовой долины, на оси грабен; 4 - крупное поднятие, расчлененное грабеном, погружается внутрь долины; 5 - рифтовая долина.

увеличивается медленней, достигая максимального значения 75.6 мм/год около 118° в.д. Затем скорость спрединга начинает медленно уменьшаться (рис. 1 Б). Таким образом, Юго-Восточный Индийский хребет вдоль всей своей длины имеет среднюю скорость спрединга. На Юго-Восточном Индийском хребте, на участке между 88° в.д. и 118° в.д., были проведены детальные исследова-

ния (Sempere et al., 1997; Cochran et al., 1997; Shah, Sempere, 1998), в результате которых получены батиметрические карты отдельных сегментов этого хребта и батиметрические профили его рифтовой зоны. Эти данные позволяют провести детальный анализ изменения морфологии рифтовой зоны ЮВИХ.

ИЗМЕНЕНИЯ МОРФОЛОГИИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Рельеф Юго-Восточного Индийского хребта сильно меняется вдоль его простираения от ТС Родригес до ТС Маккуори. Это отчасти связано с существованием в его пределах двух аномальных областей: плато Амстердам-Сен Поль (АСП), образование которого объясняется воздействием на ось хребта в этом месте локальной горячей точки Амстердам-Сен Поль (Scheirer et al., 2000; Conder et al., 2000), и Австрало-Антарктического Дискорданса (ААД), а также с предполагаемым воздействием горячей точки Кергелен (Scheirer et al., 2000; Ma, Cochran, 1996). По изменению осевой глубины, морфологии рифтовой зоны, простираения хребта и характера его сегментации морфоструктурными нарушениями в пределах ЮВИХ можно выделить пять участков: западный, располагающийся между ТС Родригес и плато АСП, область плато АСП, центральный, между плато АСП и ААД, область ААД и восточный участок, протягивающийся от восточной границы ААД до ТС Маккуори, нарушенный гигантской системой трансформных разломов Тасмановой-Балени, смещающих ось хребта почти на тысячу километров.

На западном участке от ТС Родригес до 29.5° ю.ш. хребет имеет глубокую, хорошо развитую САХ-образную рифтовую долину шириной 15-20 км с рельефом в 1000-1500 м (рис. 2). Около 29.5° ю.ш. наблюдается переход от глубокой рифтовой долины к мелкой долине (200-400 м глубиной) (Ma, Cochran, 1996). Мелкие рифтовые долины обычно имеют ширину 10-15 км с амплитудой рельефа в 100-150 м, хотя они становятся глубже по направлению к границам сегментов. На участке плато Амстердам-Сен Поль рифтовая долина практически исчезает, и поперечные профили оси хребта имеют достаточно плоскую форму (рис. 2). На западе центрального участка ЮВИХ рифтовая зона имеет форму мелкой рифтовой долины, которая около 82° в.д. сменяется осевым поднятием, что объясняется воздействием в этом месте на ось ЮВИХ горячей точки Кергелен (Ma, Cochran, 1996). Дальше к востоку осевое поднятие постепенно становится менее выраженным и сменяется рифтовыми долинами, в целом, углубляющимися при приближении к Австрало-Антарктическому Дискордансу (105°-114° в.д.). На всем протяжении Австрало-Антарктического Дискорданса рифтовая зона имеет морфологию глубокой рифтовой долины с сильно расчлененным рельефом, а на его восточной границе вновь происходит резкий переход осевой морфологии к осевому поднятию, которое характерно для всего восточного участка ЮВИХ (рис. 2). Таким образом, вдоль ЮВИХ морфология рифтовой зоны изменяется несколько раз.

Вместе с изменением морфологии на ЮВИХ меняется и характер его сегментации морфоструктурными нарушениями. Там, где рифтовая зона ЮВИХ имеет морфологию осевого под-

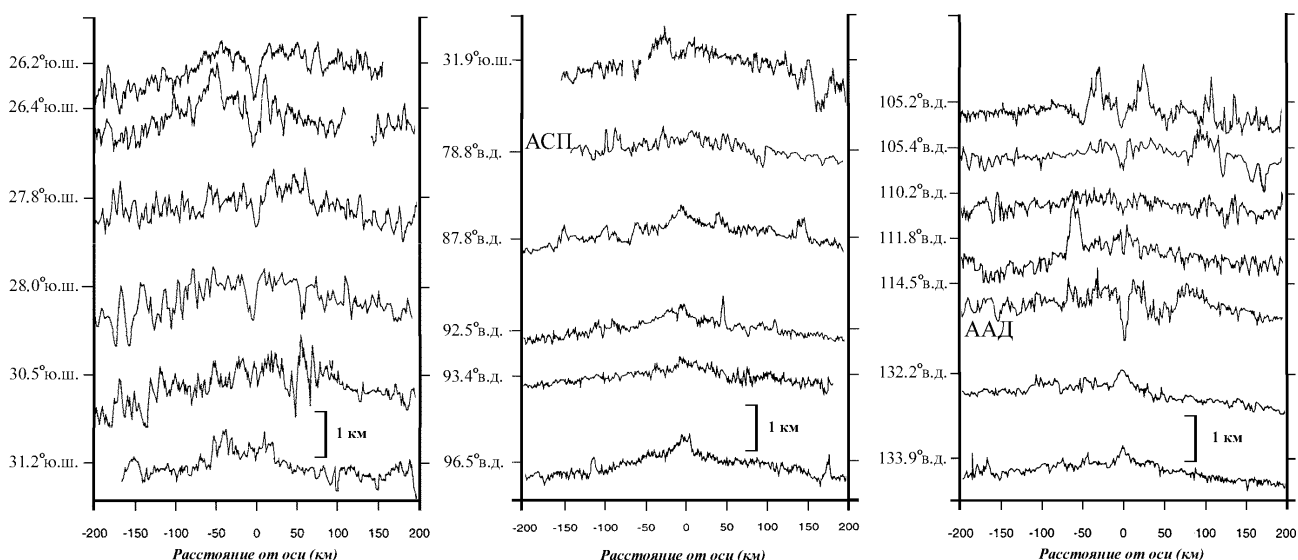


Рис. 2. Поперечные батиметрические профили рифтовой зоны ЮВИХ (Ma, Cochran, 1996). Соответствующие каждому профилю штрихи указывают глубину 3000 м.

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА И МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

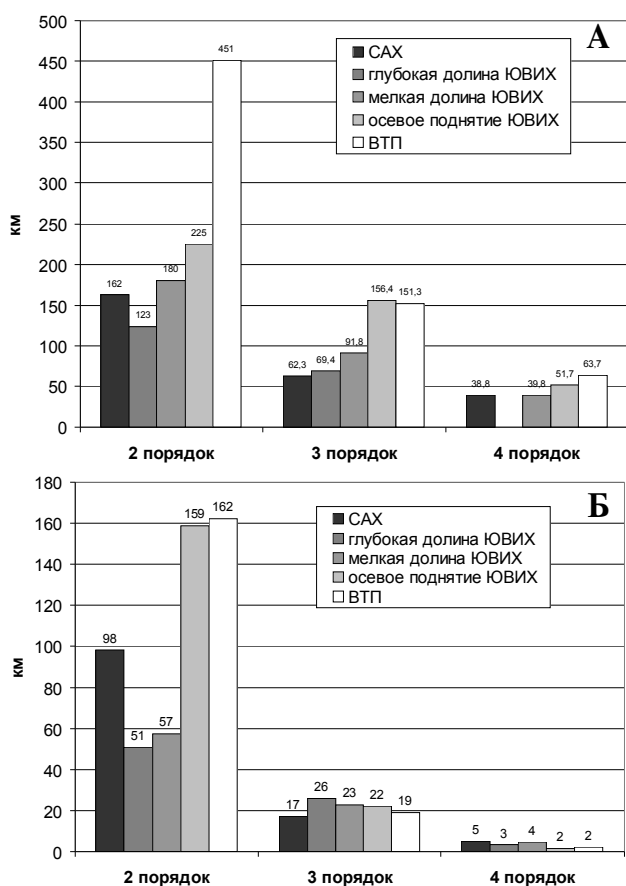


Рис. 3. Параметры сегментации рифтовых зон СОХ с различной морфологией. А - сравнение средней длины сегментов различных порядков, имеющих морфологию глубокой рифтовой долины, мелкой рифтовой долины и осевого поднятия; Б - сравнение средней величины смещения на нарушениях различных порядков, ограничивающих сегменты с глубокой рифтовой долиной, мелкой рифтовой долиной и осевым поднятием.

нения, она сегментируется перекрытиями центров спрединга, характерными для хребтов с высокой скоростью спрединга. А на участках ЮВИХ с морфологией рифтовой долины ось хребта сегментируется нетрансформными смещениями, по морфологии похожими на наблюдающиеся на медленноспрединговых хребтах. В зависимости от типа морфологии рифтовой зоны изменяются и параметры ее сегментации. Самыми короткими оказываются сегменты рифтовой зоны в области преобладания глубоких долин, немного длиннее сегменты в пределах рифтовой зоны с морфологией мелких рифтовых долин и самыми длинными оказываются сегменты хребта в области развития осевых поднятий (рис. 3, А).

Кроме региональных изменений морфологии, в пределах каждого отдельного сегмента наблюдаются локальные ее изменения, связанные с охлаждением литосферы по мере приближения к трансформным разломам и крупным нетрансформным смещениям, нарушающим ось спре-

динга. Если в центре сегментов морфология оси изменяется в сторону уменьшения глубины рифтовых долин и приближения к морфологии осевых поднятий, то около нарушений глубина рифтовых долин возрастает, а осевые поднятия становятся ниже или исчезают, сменяясь рифтовыми долинами. Изменения морфологии рифтовой зоны обычно сопровождаются изменением осевой глубины. Там, где развиты рифтовые долины (рис. 1, В), ось хребта располагается гораздо глубже, чем в области преобладания осевых поднятий. Эта зависимость наблюдается как в региональном масштабе, например, на центральном участке изменение морфологии от осевых поднятий к рифтовым долинам сопровождается увеличением осевой глубины на 2100 м, так и в масштабе отдельных сегментов, где осевая глубина увеличивается при приближении к ограничивающим сегменты морфоструктурным нарушениям.

Переходы от одного типа осевой морфологии рифтовых зон СОХ к другому могут быть связаны с изменениями либо скорости спрединга, либо температуры мантии. На ЮВИХ скорость спрединга заметно меняется (от 5.8 до 6.2 см/год) лишь на самом западном участке (между ТС Родригес и АСП), где на фоне ее увеличения морфология рифтовой зоны изменяется от глубоких рифтовых долин к мелким. Таким образом, можно ожидать, что на 29.5° ю.ш. переход от глубоких рифтовых долин к мелким отчасти вызван увеличением скорости спрединга. Дальше же к востоку скорость спрединга увеличивается слишком медленно для того, чтобы оказывать существенное воздействие на морфологию рифтовой зоны ЮВИХ. Тем не менее, здесь наблюдается еще 4 перехода морфологии, причем парадокс заключается в том, что, на фоне увеличения скорости спрединга, морфология рифтовой зоны меняется от осевого поднятия к рифтовой долине, а не наоборот, как следовало бы ожидать. Можно предположить, что морфология рифтовой зоны ЮВИХ находится здесь под влиянием изменений в температуре подосевой мантии. На оси ЮВИХ располагается плато Амстердам-Сен Поль с вулканическими островами, в области которого повышенная температура мантии приводит к уменьшению глубины оси. Поднятый рельеф и современный вулканизм позволили предположить, что в районе АСП на ЮВИХ находится аномальная область («горячая точка»), с которой связаны повышенные мантийные температуры (Conder et al., 2000; Scheirer et al., 2000). Постепенное увеличение мантийной температуры при приближении к этой горячей точке, по-видимому, отчасти определяет и изменение морфологии около 29.5° ю.ш. Далее к востоку от этой горячей точки, около 82° в.д., морфология рифтовой зоны ЮВИХ

изменяется до осевого поднятия, что, по мнению некоторых исследователей, связано с влиянием на осевую зону хребта горячей точки Кергелен (Ma, Cochran, 1996; Scheirer et al., 2000). Дальнейшее изменение морфологии рифтовой зоны ЮВИХ к востоку определяется постепенным охлаждением мантии при приближении к Австрало-Антарктическому Дискордансу, где следует ожидать понижения мантийных температур и, как следствие, увеличения толщины хрупкого слоя литосферы и изрезанности рельефа дна. Об относительно низкой температуре мантии под этим аномальным регионом ЮВИХ свидетельствует распределение скоростей сейсмических волн (Forsyth et al., 1987), изменение высоты геоида с возрастом литосферы при удалении от оси спрединга (Marks et al., 1991), а также геохимические данные (Klein, Langmuir, 1987). Видимо, изменение морфологии от осевых поднятий к мелкой рифтовой долине около 104° в.д. и переход от мелкой к глубокой рифтовой долине на западной границе ААД около 114° в.д. связаны с уменьшением температуры подосевой мантии. На восточной границе ААД рельеф рифтовой зоны вновь резко изменяется в сторону осевого поднятия (рис. 2).

Как правило, между областью развития осевых поднятий и рифтовых долин располагается регион с промежуточной морфологией, имеющей черты как осевых поднятий, так и рифтовых долин. Для этой области с переходной морфологией характерно чередование сегментов с морфологией более близкой либо к осевым поднятиям, либо к осевым долинам, что, во многом, зависит от длины сегментов. Более длинные сегменты обычно имеют рельеф рифтовой зоны ближе к осевым поднятиям, в то время как на более коротких сегментах происходит углубление и расширение рифтовой долины (рис. 1, В).

Морфология рифтовой зоны на ЮВИХ между 88° и 118° в.д. на межсегментном уровне изменяется не постепенно. На фоне общей тенденции изменения рельефа оси от осевых поднятий на западе к рифтовым долинам на востоке, при пересечении некоторых трансформных разломов с запада на восток происходят скачкообразные изменения морфологии рифтовой зоны обратного характера: от рифтовых долин к западу от трансформного нарушения к осевым поднятиям восточнее трансформного разлома. Возможно, на участке ЮВИХ между 88° и 118° в.д. трансформные разломы вызывают неравномерность в уменьшении температуры, когда при пересечении разлома температура подстилающей астеносферы вдруг скачкообразно возрастает, а затем опять продолжает постепенно уменьшаться.

ТИПЫ РЕЛЬЕФА РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Переходный тип морфологии рельефа рифтовой зоны ЮВИХ имеет много особенностей, не характерных ни для морфологии осевых поднятий, ни для морфологии рифтовых долин. Основной его чертой являются постоянные изменения рельефа при движении вдоль всей рифтовой зоны ЮВИХ как на межсегментном, так и на внутрисегментном уровнях. Как правило, рельеф рифтовой зоны меняется достаточно постепенно, проходя в своем развитии от осевых поднятий к рифтовым долинам несколько последовательных стадий, для каждой из которых характерно особое взаиморасположение свойственных для промежуточной морфологии элементов рельефа.

В области ЮВИХ с промежуточной морфологией обобщенный поперечный профиль рельефа рифтовой зоны состоит из нескольких элементов (рис. 4). В рифтовой зоне выделяется крупное поднятие высотой от 300 до 600 м, ширина которого изменяется от 10 до 40 км. Основание этого поднятия располагается ниже уровня окружающих склонов хребта, в результате чего в рельефе по обе стороны от крупного поднятия появляются депрессии. Их глубина при приближении к области рифтовых зон с морфологией рифтовых долин постепенно увеличивается, благодаря чему крупное поднятие постепенно «проваливается» в пределы зарождающейся рифтовой долины. Это поднятие, как правило, имеет трапециевидную форму. Оно обычно ограничивается крутыми склонами и имеет плоскую, вогнутую или выпуклую вершинную поверхность.

Часто вершинная поверхность крупного поднятия рассекается крупным грабеном, ширина которого изменяется от 3 до 11 км, а глубина — от 50 до 450 м. Но во многих случаях такой грабен

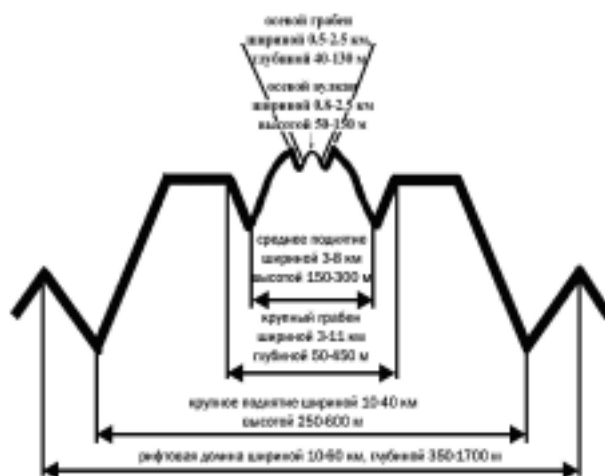


Рис. 4. Основные морфоструктурные элементы поперечного профиля СОХ со средней скоростью спрединга.

не образуется. Возможно, появление и исчезновение крупного грабена определяется степенью насыщенности расплавом, накапливающимся под кровлей стационарной магматической камеры. В пределах грабена или непосредственно на вершинной поверхности крупного поднятия на хребтах со средним спредингом образуется среднее поднятие, имеющее обычно куполообразную вершину. Его ширина изменяется от 3 до 8 км, а высота составляет 150-300 м. Средние поднятия встречаются только в рифтовых зонах с промежуточной морфологией, на хребтах с морфологией осевых поднятий они, по-видимому, не образуются. На вершине среднего поднятия может появляться осевой грабен шириной 0.5 – 2.5 км и глубиной 40 – 130 м. На оси рифтовой зоны в пределах грабена или на вершине среднего поднятия

иногда располагается осевой вулкан высотой 50 – 170 м и размером основания около 0.8 – 2.5 км.

При изменении морфологии от осевых поднятий к рифтовым долинам происходит последовательное изменение рельефа рифтовой зоны, которое сначала выражается в постепенном опускании крупного поднятия в пределы зарождающейся рифтовой долины (рис. 5). В начале этого изменения крупное поднятие имеет треугольную, купольную или трапециевидную форму, аналогичную поднятиям, наблюдающимся на хребтах с быстрым спредингом, лишь у его подножий появляются небольшие впадины (рис. 5 а). Затем, в центральной части этого поднятия, выделяется среднее поднятие (рис. 5 б, в), которое при дальнейшем приближении к области морфологии рифтовых долин все чаще и чаще оказывается по-

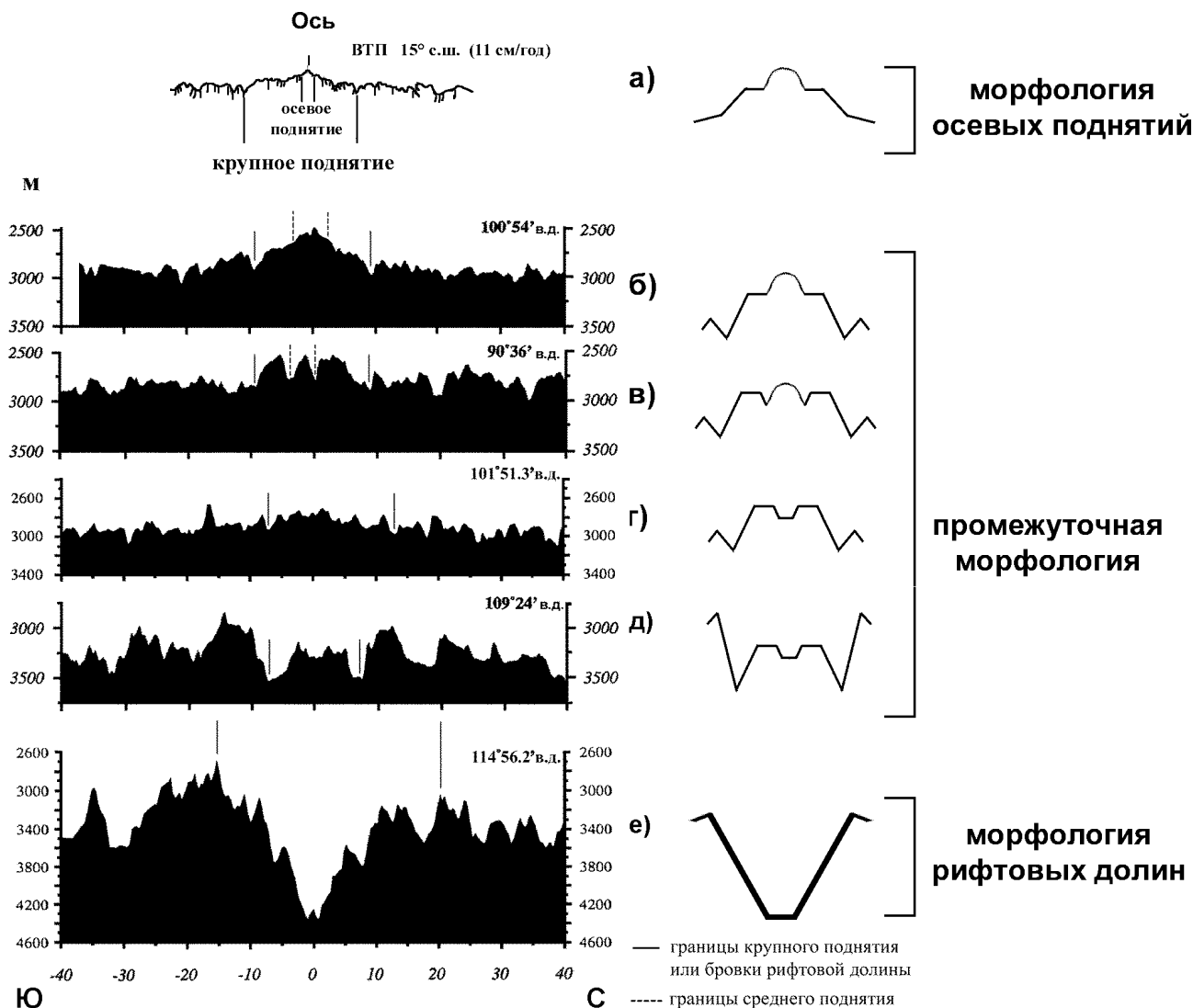


Рис. 5. Типичные поперечные батиметрические профили рифтовой зоны СОХ. Слева – наблюдаемые профили с морфологией осевого поднятия (ВТП) (Sempere, Macdonald, 1987; Lonsdale, 1977), с промежуточной морфологией (ЮВИХ) и с морфологией рифтовой долины (ЮВИХ) (Sempere et al., 1997). Справа – схематичные профили с основными элементами рельефа рифтовой зоны.

груженным в пределы крупного грабена (рис. 5 в). При последующем приближении к рифтовым зонам с морфологией рифтовых долин среднее поднятие исчезает (рис. 5 г), а вершина крупного поднятия оказывается ниже бровок рифтовой долины (рис. 5 д). Затем на поперечном профиле остается одна рифтовая долина (рис. 5 е). На каждой из этих стадий осевой грабен и осевой вулкан могут появляться и исчезать, т.е. эти формы рельефа встречаются в рифтовых зонах с любым типом морфологии.

Иными словами можно выделить несколько последовательных стадий в эволюции рельефа дна рифтовых зон среднеспрединговых хребтов, которые, видимо, связаны с соответствующими изменениями в глубинной структуре коры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ МОРФОЛОГИИ И СЕГМЕНТАЦИИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Рельеф рифтовых зон СОХ определяется глубинным строением литосферы и верхней мантии под ними. Геофизическое изучение СОХ и результаты численного моделирования показали, что под всеми рифтовыми зонами СОХ фиксируется поднятие астеносферы, в верхней части которого может образовываться область с повышенной концентрацией расплава (Галушкин и др., 2002). На хребтах с быстрым спредингом образуются коровые осевые магматические камеры (ОМК), в верхней части которых накапливается линза расплава (рис. 6 А). Глубина кровли камеры достигает 1-1.5 км от уровня дна, а ее ширина варьирует от 0.5 до 4 км (Sinton, Detrick, 1992). На хребтах с низкими скоростями раздвижения осевые магматические камеры, как правило, не образуются, а изливания происходят из временных локальных очагов расплава, связанных системой подводных каналов с сфокусированными цент-

рами мантийного апвеллинга, которые располагаются под центрами сегментов хребта (рис. 6 Д).

При промежуточных скоростях спрединга следует ожидать изменений в глубинном строении рифтовой зоны, выражающихся в постепенном уменьшении размеров и увеличении глубины коровой магматической камеры до ее полного исчезновения (Дубинин, Ушаков, 2001). В зависимости от температуры мантии эти изменения могут происходить при разных величинах скорости спрединга: чем больше температура мантии, тем при меньших значениях скорости спрединга исчезает коровая магматическая камера. Как показывают оценки, при средних значениях мантийной температуры ($T_m = 1250^\circ\text{C}$) коровая магматическая камера исчезает при граничной скорости спрединга $V_{\text{спред}} = 4.0$ см/год (Галушкин и др., 1994). Однако вариации мантийных температур (на десятки градусов) могут существенно влиять на значение граничной скорости спрединга. Во всяком случае, при средних скоростях спрединга (4-8 см/год) происходят существенные изменения в механизмах аккреции коры, термомеханических свойствах коры и литосферы и, как следствие, в морфологии дна рифтовых зон, меняющейся от осевых поднятий до рифтовых долин. Поэтому по характеру изменения рельефа можно предполагать соответствующие изменения глубинной структуры рифтовой зоны (Дубинин и др., 2002).

При изменении морфологии от осевых поднятий к рифтовым долинам, вследствие уменьшения количества образуемого расплава и сокращения частоты его внедрений, кровля ОМК должна заглубляться. По-видимому, появление среднего поднятия связано с более глубоким расположением ОМК в рифтовых зонах с промежуточной морфологией, в результате которого отражающая ее форма рельефа становится шире (рис. 6 Б). Такое предположение подтверждается тем, что минимальная ширина и высота среднего поднятия

Рис. 6. Схема изменения глубинного строения литосферы и морфологии рифтовых зон СОХ при уменьшении скорости спрединга. А - быстрый спрединг ($V_{\text{спред}} > 8.0$ см/год). Морфология осевых поднятий. Характерно широкое сводовое поднятие астеносферы и коровая магматическая камера. Б-Г - средний спрединг ($V_{\text{спред}} = 4.0 - 8.0$ см/год). Морфология промежуточного типа. Происходит сужение и заглубление ОМК, астеносферное поднятие сужается и опускается глубже, что приводит к погружению крупного поднятия в пределы зарождающейся рифтовой долины (Б). ОМК исчезает, остаются локальные очаги расплава в коре. Рельеф плоский, выровненный (В). Происходит дальнейшее уменьшение ширины астеносферного поднятия и заглубление его кровли, формируются центры сфокусированного мантийного апвеллинга. Вершина крупного поднятия располагается существенно ниже бровок рифтовой долины (Г). Д - медленный спрединг ($V_{\text{спред}} < 4.0$ см/год). Морфология рифтовых долин. Характерны области сфокусированного мантийного апвеллинга. 1 - вулканы (слой 2А); 2 - дайковый комплекс (слой 2Б); 3 - габбро и метагаббро (слой 3); 4 - переслаивание основных и ультраосновных пород, серпентиниты; 5 - ультраосновные породы верхней мантии; 6 - астеносфера с разной степенью разуплотненности; 7 - очаги расплава; 8 - плотности пород в г/см³; 9 - скорости сейсмических волн, км/сек; 10 - движение мантийного потока; 11 - миграция расплава; 12 - гидротермальная конвекция.

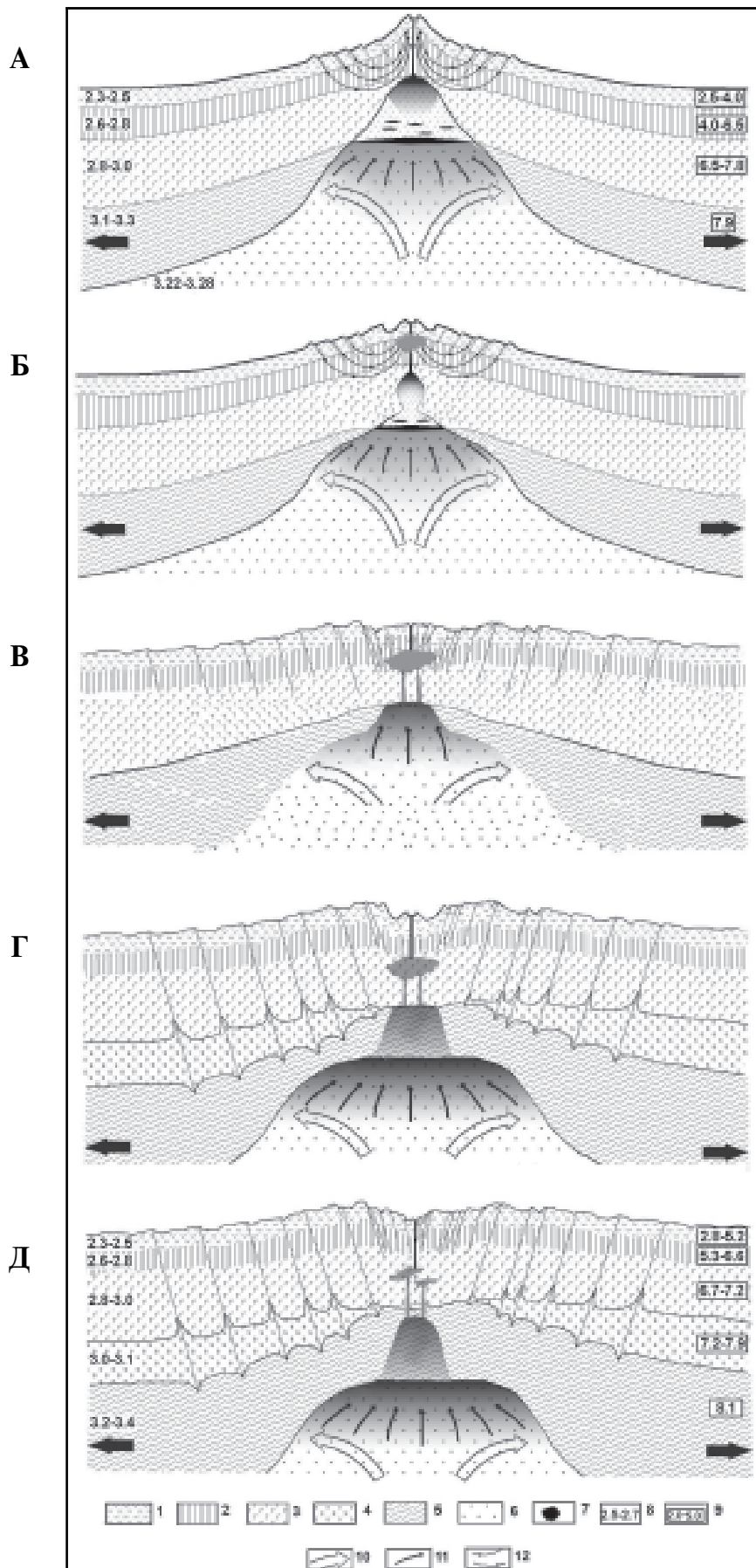


Рис. 6.

соответствует максимальной ширине и высоте осевого поднятия, т.е. можно предполагать, что осевое поднятие, за образование которого отвечает ОМК, переходит в среднее поднятие. В таком случае, осевые вулканы и осевые грабены, расчленяющие вершину среднего поднятия, возможно, являются отражением не коровой ОМК, как на хребтах с морфологией осевого поднятия, а определяются периодическим образованием над кровлей заглубившейся ОМК локальных очагов расплава (рис. 6 Б). Если образование среднего поднятия определяется существованием заглубившейся ОМК и насыщенностью линзы расплавом, то появление крупного грабена, в пределы которого периодически «проваливается» среднее поднятие, будет связано, с одной стороны, с заглублением кровли астеносферы (обусловленным понижением температуры мантии) и, с другой стороны, с уменьшением ширины коровой магматической камеры вследствие затвердевания вещества вблизи ее боковых границ. Заглубление кровли астеносферы приводит к истощению ОМК расплавом, уменьшению ее размеров и, в конце концов, исчезновению ОМК в коре (рис. 6 Б, В, Г). На этом этапе происходит переход от глубинной структуры с наличием коровой ОМК к глубинной структуре с наличием зоны сфокусированного мантийного апвеллинга вблизи границы Мохо. При этом локальные очаги расплава могут продолжать существовать в коре на глубине, определяемой уровнем нейтральной плавучести базальта, что подтверждается формами рельефа, когда на вершине опущенного в пределы крупного грабена среднего поднятия появляются осевые вулканы и осевые грабены (рис. 5 Д). Увеличение ширины среднего поднятия и крупного грабена в рифтовых зонах с промежуточной морфологией, по сравнению с шириной осевого поднятия и осевого грабена рифтовых зон с морфологией осевых поднятий, свидетельствует скорее не об увеличении ширины ОМК, а о ее заглублении.

По мере изменения морфологии рифтовой зоны от осевых поднятий к рифтовым долинам ширина крупного поднятия, в целом, уменьшается от 20-28 км до 14-16 км, при этом его относительная высота не изменяется. Уменьшение ширины крупного поднятия и формирование крупных полуграбенов, видимо, связано с уменьшением ширины кровли астеносферного поднятия и размеров коровой магматической камеры, что, как правило, сопровождается заглублением их кровли и, следовательно, увеличением толщины хрупкого слоя коры (рис. 6 А по сравнению с рис. 6 Б). При дискретном спрединге такая ситуация приводит к формированию центров сфокусированного мантийного апвеллинга в подкоровой мантии, подобных тем, что существу-

ют на хребтах с медленным спредингом (рис. 6 Д). В рельефе рифтовой зоны это выражается в виде погружения крупного поднятия в пределы рифтовой долины (рис. 5 Д).

Возникновение самой рифтовой долины, по видимому, определяется заглублением общего поднятия астеносферы под рифтовой зоной СОХ, которое на хребтах с морфологией осевых поднятий достигает подножия коры, а на хребтах с медленным спредингом (с морфологией рифтовых долин) может располагаться значительно глубже (рис. 6 А, Д). Это заглубление и фокусировка расплавленного материала в области мантийного апвеллинга приводят к постепенному увеличению глубины рифтовой долины в случае морфологии промежуточного типа, в результате чего ее форма приближается к форме типичных рифтовых долин САХ. Не исключено, что в формировании рифтовых долин существенную роль играют также динамические факторы, связанные с мантийным течением и взаимодействием астеносферы и литосферы.

На каждом этапе изменения глубинной структуры рифтовых зон промежуточного типа могут образовываться локальные очаги расплава в коре (рис. 6 Б-Г), поэтому на любой из показанных на рис. 6 стадий изменения поперечного профиля на оси может появляться осевой вулкан и осевой грабен, в зависимости от стадии тектономагматического цикла. На начальных этапах изменения морфологии от осевых поднятий к рифтовым долинам локальные очаги расплава будут связываться подводящими каналами с заглубившейся ОМК (рис. 6 Б), затем, когда ОМК окончательно исчезнет, непосредственно с поднятием астеносферы (рис. 6 В), а, после ее заглубления ниже границы Мохоровичича, с центром сфокусированного мантийного апвеллинга (рис. 6 Г, Д). Расположение локальных магматических очагов, или линз расплава, или силлов в коре, будет определяться, как отмечалось выше, вещественным составом коры, уровнем нейтральной плавучести базальта и структурно-реологическими ловушками, такими, например, как переход хрупкопластичного состояния вещества коры.

Изменение всех описанных разномасштабных глубинных структур происходит одновременно, причем изменение более глубоких и более крупных структур вызывает изменение лежащих ближе к поверхности более мелких структур. Т.е. подъем общего поднятия астеносферы и приближение его к поверхности Мохо, обусловленные повышением температуры мантии и/или увеличением скорости спрединга, вызывает аккумуляцию расплава вблизи границы кора-мантия, что, в свою очередь, стимулирует образование локальных магматических очагов и формирование коровой магматической камеры. Следует от-

метить, что важным фактором изменения глубинной структуры литосферы и рельефа дна в областях рифтовых зон с промежуточной морфологией является эволюционная направленность геодинамических процессов. Последовательный ряд морфоструктурных изменений будет зависеть от того, наследуют ли они области с рифтовыми долинами (при увеличении скорости спрединга и/или увеличении температуры мантии) или области с осевыми поднятиями (при уменьшении скорости спрединга и/или мантийной температуры).

Таким образом, стадии изменения рельефа рифтовых зон промежуточного типа позволяют предположительно выявить характер изменения глубинной структуры литосферы при изменении скорости спрединга и/или температуры мантии в поперечном разрезе через рифтовую зону.

Поперечные размеры форм рельефа рифтовой зоны отражают поперечные размеры глубинных образований, а также глубину их расположения в коре или в мантии. Однако они не дают возможности судить об изменении вдольосевых размеров глубинных структур. С этой целью мы изучили параметры вдольосевой сегментации рифтовой зоны хребтов со средним спредингом морфоструктурными нарушениями различных порядков.

Морфоструктурная сегментация отражает вдольосевые размеры глубинных структур различного масштаба, а, значит, по параметрам сегментации хребтов с промежуточной морфологией, в сравнении ее с сегментацией рифтовых зон с осевыми поднятиями и с рифтовыми долинами, можно оценить изменение продольных размеров глубинных структур при изменении скорости спрединга и/или температуры мантии. Длина отдельных разнопорядковых сегментов рифтовой зоны определяется вдольосевыми размерами подосевых мантийных структур различного масштаба (Дубинин, Ушаков, 2001). Длина сегментов, ограниченных трансформными разломами (второй порядок сегментации), определяется расстоянием, на котором стационарная магматическая камера остается непрерывной. Длина сегментов, ограниченных крупными перекрытиями осей спрединга или нетрансформными смещениями (третий порядок сегментации), зависит от вдольосевых размеров осевой магматической камеры на хребтах с морфологией осевого поднятия и от размеров отдельного центра сфокусированного мантийного апвеллинга для рифтовых зон с осевой долиной. Длина сегментов между мелкими перекрытиями осей спрединга или небольшими нетрансформными смещениями (четвертый порядок сегментации) определяется размерами отдельных линз расплава в области развития осевых поднятий и размерами времен-

ных локальных очагов расплава в пределах рифтовых долин. Более высокие порядки сегментации рифтовых зон с осевыми поднятиями и с рифтовыми долинами зависят от расположения отдельных подводных расплавов каналов, фаз тектоно-магматического цикла и конкретных извержений.

Параметры морфоструктурной сегментации ВТП с осевым поднятием и САХ с рифтовой долиной существенно отличаются. Меняется не только тип морфоструктурных нарушений рифтовой зоны, но и их количество, а также длина образуемых ими сегментов различных порядков. На хребтах с промежуточной морфологией параметры сегментов имеют, в целом, средние значения по сравнению с параметрами сегментов хребтов с осевыми поднятиями и с рифтовыми долинами (рис. 3 А). Причем изменение морфологии рифтовой зоны сопровождается изменением параметров ее сегментации морфоструктурными нарушениями, что хорошо прослеживается на ЮВИХ (рис. 3 Б). На примере этого хребта видно, что при изменении морфологии рифтовой зоны от рифтовой долины к поднятию длины сегментов изменяются от более свойственных для САХ до более характерных для ВТП. Средняя длина межтрансформных сегментов в области развития глубоких долин на ЮВИХ составляет 123 км, что даже немного меньше средней длины сегментов этого порядка на САХ (162 км), в области преобладания мелких осевых долин длина этих сегментов увеличивается до 180 км, а в области осевых поднятий ЮВИХ средняя длина межтрансформных сегментов составляет 225 км. При этом на ВТП средняя длина межтрансформных сегментов составляет 450 км. Таким же образом, при изменении морфологии рифтовой зоны ЮВИХ от глубокой рифтовой долины к мелкой, а затем к поднятию, происходит увеличение длин сегментов внутритрансформного уровня (3 порядок) и длин сегментов 4 порядка от значений, свойственных сегментам САХ, до значений, характерных для сегментов ВТП.

Величины смещений рифтовой оси на нарушениях различных порядков при изменении морфологии на ЮВИХ изменяются менее закономерно, хотя здесь они также имеют промежуточные значения по сравнению с амплитудой смещения на нарушениях тех же порядков на САХ и ВТП (рис. 3 Б).

В результате можно сделать вывод, что при изменении морфологии рифтовой зоны от глубокой рифтовой долины к мелкой долине и к осевому поднятию происходит увеличение длины ячеек общего поднятия астеносферы, определяющих расположение трансформных разломов от 120 до 180 и 230 км, соответственно. Центры сфокусированного апвеллинга мантии имеют мень-

шую протяженность вдоль рифтовой зоны в области распространения глубоких долин (70 км), их длина увеличивается при переходе к мелким рифтовым долинам до 90 км. В области осевых поднятий вдольосевая протяженность ОМК составляет, как и на ВТП, около 150 км. Таким образом, при изменении морфологии от осевого поднятия к рифтовой долине, видимо, происходит не только сужение кровли поднятия астеносферы в поперечном сечении, но и уменьшение длины ее отдельных вдольосевых ячеек в пределах межтрансформных сегментов, а внутри каждой такой ячейки формируются области сфокусированного мантийного апвеллинга.

Величина смещения общего поднятия астеносферы по трансформным разломам, при изменении морфологии вдоль простирания оси от глубоких рифтовых долин к мелким и к осевым поднятиям на ЮВИХ, возрастает от 50 до 160 км. Величина смещения центров сфокусированного мантийного апвеллинга и ОМК в районах перекрытия осей спрединга и нетрансформных нарушений существенно не изменяется вдоль простирания оси, а смещение отдельных локальных коровых очагов расплава оказывается немного большим, чем смещение линзы расплава в ОМК в области морфологии осевых поднятий.

Изучение изменений морфологии и параметров сегментов вдоль простирания ЮВИХ показывает, что на некоторых участках этого хребта наблюдается изменение глубинной структуры от типичной для хребтов с САХ-образными рифтовыми долинами до типичной структуры ВТП-образных осевых поднятий. Это изменение происходит через образование глубинной структуры промежуточного типа, основными особенностями которой является, во-первых, более глубокое положение ОМК, ширина и длина которой уменьшаются, по сравнению с ОМК ВТП. Из-за более глубокого положения кровли ОМК в глубинной структуре коры рифтовых зон с морфологией промежуточного типа над ней могут образовываться временные локальные очаги расплава, расположенные ближе к поверхности. Заглубление, уменьшение размеров и исчезновение ОМК может быть связано с понижением интенсивности магмоснабжения и увеличением глубины астеносферного поднятия.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ особенностей изменения рельефа и морфоструктурной сегментации рифтовой зоны ЮВИХ со средней скоростью спрединга показал, что для нее характерен промежуточный тип морфологии рифтовой зоны. Основной особенностью промежуточной морфологии является изменение рельефа рифтовой

зоны от осевых поднятий, которые напоминают осевые поднятия ВТП, до рифтовых долин, рельеф которых близок рельефу рифтовых долин САХ. Рифтовые зоны со средним спредингом очень чутко реагируют на изменения скорости спрединга, температуры подстилающей мантии и интенсивности снабжения рифтовой зоны расплавом. Рифтовая зона ЮВИХ не является исключением. Здесь изменения морфологии от рифтовых долин к осевым поднятиям связаны с изменением температуры подосевой мантии. При промежуточном типе морфологии одновременно с изменением типа рельефа рифтовой зоны происходит также смена морфоструктурных нарушений, сегментирующих рифтовые зоны с морфологией осевых поднятий, морфоструктурными нарушениями, сегментирующими рифтовые зоны с морфологией рифтовых долин. Эти изменения вызываются переходом глубинной структуры рифтовой зоны от типичной для ВТП к типичной для САХ. Морфология рифтовых зон промежуточного типа может быть описана, как некоторый набор характерных форм рельефа, каждая из которых отражает состояние глубинной структуры коры. В рифтовой зоне промежуточного типа происходит закономерное изменение размеров и взаимного расположения этих форм рельефа, что определяется соответствующим изменением глубинного строения рифтовой зоны. В результате, по изменению размеров и взаимного расположения отдельных форм рельефа рифтовой зоны можно предположить, каким образом происходит изменение глубинной структуры при переходе от рифтовых зон с морфологией осевых поднятий к рифтовым зонам с морфологией рифтовых долин. Параметры морфоструктурной сегментации рифтовых зон промежуточного типа также изменяются вместе с изменением морфологии и отражают изменение вдольосевых размеров глубинных структур рифтовой зоны. Более крупные формы рельефа и сегментация нарушениями более низких порядков отражают более глубокие мантийные структуры, а более мелкие формы рельефа и сегменты более высоких порядков, соответственно, являются отражением приповерхностных коровых глубинных структур рифтовой зоны. Таким образом, рельеф и морфоструктурная сегментация дают трехмерное представление о глубинном строении рифтовой зоны, а изменение этих параметров, наблюдаемое в области переходной морфологии рифтовой зоны среднесрединговых хребтов, позволяет предполагать характер изменения глубинной структуры при переходе от рифтовых зон с морфологией осевых поднятий к рифтовым зонам с морфологией рифтовых долин. Одновременно с этим, изучение рифтовых зон с промежуточной морфологией позволяет ответить на

вопрос, каким образом осевые поднятия, образующиеся при высоких скоростях спрединга, превращаются в рифтовые долины, наблюдающиеся на хребтах с медленным спредингом. Кроме того, изменения рельефа и глубинного строения осевых зон при переходе от морфологии рифтовых долин к промежуточному типу и к морфологии осевых поднятий объясняют существование различных рельефов океанического дна и строения коры за пределами рифтовых зон СОХ. В результате, изучение более древнего рифтогенного рельефа и строения коры позволяет восстанавливать тип морфологии осевой зоны, в пределах которой он был образован.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проект № 06-05-65254.

Список литературы

- Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Шеменда А.И.* Термическая структура осевой зоны срединно-океанических хребтов // Физика Земли. 1994. № 5. С. 11-26.
- Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А.* Формирование осевых магматических очагов в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов с учетом вариаций в составе пород коры и мантии // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 245-249.
- Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: Изд-во "ГЕОС", 2001. 293 с.
- Дубинин Е.П., Розова А.В., Грохольский А.Л.* Геодинамическая природа особенностей изменения рельефа дна, морфоструктурной сегментации и аномальных геофизических полей вдоль простирания Юго-Восточного Индийского хребта // Мат-лы совещ. Тектоника и геофизика литосферы. М., 2002. Т. 1. С. 178-181.
- Cochran J.R., Sempere J.-C.* The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Gravity anomalies and crustal accretion at intermediate spreading rates // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15463-15487.
- Conder J.A., Scheirer D.S., Forsyth D.W.* Seafloor spreading of the Amsterdam-St. Paul hotspot plateau // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 8263-8277.
- Detrick R.S., Buhl P., Vera E. et al.* Multichannel seismic imaging of an axial magma chamber along the East Pacific Rise between 9°N and 13°N // Nature. 1987. V. 326. P. 35-41.
- Forsyth D.W., Ehrenbard R.L., Chapin S.* Anomalous upper mantle beneath the Australian-Antarctic Discordance // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 471-478.
- Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 8089-8115.
- Lonsdale P.* Regional shape and tectonics of the Equatorial East-Pacific Rise // Mar. Geophys. Res. 1977. V. 3. P. 295-315.
- Ma Y., Cochran J.R.* Transitions in axial morphology along the Southeast Indian Ridge // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 15849-15866.
- Macdonald K.C.* Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers // Faulting and magmatism at mid-ocean ridges. Washington. Geophysical monograph. V. 106. 1998. P. 27-58.
- Macdonald K.C., Fox P.J.* The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 88. P. 119-131.
- Magde L.S., Barclay A.H., Toomey D.R. et al.* Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35°N // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. P. 55-67.
- Marks K.M., Sandwell D.T., Vogt P.R., Hall S.A.* Mantle downwelling beneath the Australian-Antarctic discordance zone: evidence from geoid height versus topography // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 103. P. 325-338.
- Scheirer D.S., Forsyth D.W., Conder J.A. et al.* Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 8243-8262.
- Sempere J.-C., Cochran J.R.* The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15489-15505.
- Sempere J.-C., Macdonald K.C.* Marine tectonics: Processes at mid-ocean ridges // Rev. Geophys. 1987. V. 25. №. 6. P. 1313-1347.
- Shah A., Sempere J.-C.* Morphology of the transition from an axial high to a rift valley at the Southeast Indian Ridge and the relation to variations in mantle temperature // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 5203-5223.
- Sinton J.M., Detrick R.S.* Mid-Oceanic Ridge magma chambers // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 197-216.
- Tolstoy M., Harding A.J., Orcutt J.A.* Crustal thickness on the Mid-Atlantic Ridge: Bull's eye gravity anomalies and focused accretion // Science. 1993. V. 262. P. 726-729.

РОЗОВА, ДУБИНИН

RIFT ZONE MORPHOLOGY AND MORPHO-STRUCTURAL SEGMENTATION ALONG THE SOUTH-EAST INDIAN RIDGE

A. V. Rozova, E. P. Dubinin

*Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 119992, Moscow, Russia
e-mail: dubinin@mes.msu.ru*

The paper reads about the variations of the axial relief and morphostructural segmentation along the intermediate spreading South-East Indian Ridge ($V_{spr}=5.8 - 7.6$ cm/year). The axial morphology changes from axial highs, which are typical for fast spreading ridges ($V>8$ cm/year), to rift valleys, which are usually observed on slow spreading ridges ($V<4$ cm/year). Rift zones with axial high morphology and rift valley morphology are separated by significant regions of intermediate rift zone morphology. The principal relief features of rift zones with intermediate axial morphology are revealed. Analyzing the relief of the rift zone, we suggest the character of the internal lithospheric structure variations during the transition from rift zones with axial high morphology to rift zones with intermediate morphology and to rift zones with axial valley morphology.