

УДК 551.242.23.001.57

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СПРЕДИНГА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ И РАЗВИТИИ СПРЕДИНГОВЫХ СИСТЕМ

© 2016 Е.П. Дубинин¹, А.В. Кохан²

¹Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, 119991; e-mail: edubin08@rambler.ru

²ООО «Сварог», 119021, г. Москва; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

В работе рассматриваются основные геодинамические обстановки, в которых могут возникать условия для проявления ультрамедленного спрединга на участках современных и древних дивергентных границ плит: 1. На спрединговых хребтах, сформированных при расколе континентальной литосферы; 2. При переходе от континентального рифтинга к ранней стадии океанического спрединга (все спрединговые хребты континентального заложения); 3. На ранней стадии формирования спрединговых хребтов при расколе океанической литосферы и/или при кинематической перестройке и перескоке оси спредингового хребта; 4. При затухании спрединга и отмирании спрединговых хребтов; 5. При продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы: а) в условиях влияния горячей точки, б) при наличии сдвигов, предшествующих спредингу.

Ключевые слова: ультрамедленный спрединг, рельеф, структурообразование, дивергентные границы плит.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное распределение полей напряжений в литосфере Земли определяет области растяжения (связаны с зонами рифтогенеза и мировой системой срединно-океанических хребтов (СОХ)); сжатия (связаны с поясами субдукции и коллизии плит); сдвиговых деформаций (приурочены к крупным сдвигам и трансформным системам). На фоне этой глобальной картины развиваются геодинамические обстановки, где в течение длительных промежутков времени (миллионы – десятки миллионов лет) происходило ультрамедленное (< 2 см/год) растяжение литосферы и аккреция новой океанической коры.

В процессе рифтогенеза, сопровождаемого растяжением и утонением коры и литосферы, зачастую происходит разрыв сплошности старой коры и формируется новая океаническая кора. В этом случае происходит переход от рифтинга (растяжения коры) к очень медленному спредингу (рифтингу, сопровождаемому аккрецией новой коры). Особенности рифтогенного растяжения, приводящие к образованию новой

океанической коры в условиях ультрамедленного спрединга, отличаются разнообразием своего проявления.

В большинстве исследований рассмотрение ультрамедленного спрединга в первую очередь касалось процессов, происходящих на дивергентных границах плит — в рифтовых зонах СОХ, (Дубинин и др., 2013а, 2013б; Кохан и др., 2012; Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003; Ehlers, Jokat, 2009; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007; Michael et al., 2003; Okino et al., 2002; Sauter et al., 2011, 2013 и др.). Эти хребты занимают около 20% длины всей мировой системы спрединговых хребтов.

Однако помимо собственно спрединговых хребтов ультрамедленный спрединг может проявляться на разных стадиях развития спрединговых хребтов (на стадии их формирования и отмирания), а также при кинематических перестройках дивергентных границ плит.

Целью настоящей работы является рассмотрение обстановок и условий проявления ультрамедленного спрединга, который происходит в процессе формирования и эволюции дивергентных границ плит (рис. 1, таблица).

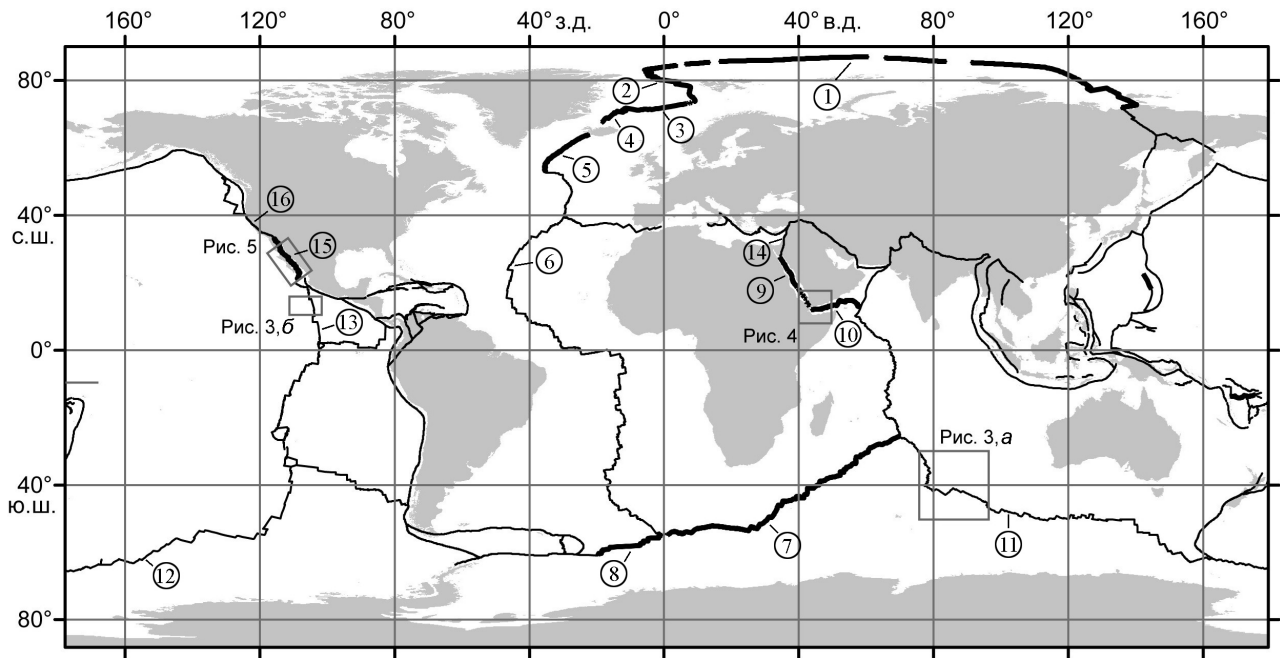


Рис. 1. Географическое расположение границ плит. Ультрамедленные спрединговые хребты со скоростью спрединга менее 2 см/год показаны жирной линией. Прямоугольники отмечают районы проявления ультрамедленного спрединга, рассмотренные в статье. Цифрами в кружках обозначены: 1 — хр. Гаккеля, 2 — хр. Книповича, 3 — Мона, 4 — Кольбейнсей, 5 — Рейкьянес, 6 — Срединно-Атлантический хребет, 7 — Юго-Западный Индийский хребет, 8 — Американско-Антарктический хребет, 9–10 — спрединговые хребты Красного моря (9) и Аденского залива (10), 11 — Юго-Восточный Индийский хребет, 12 — Тихоокеанско-Антарктический хребет, 13 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 14 — Левантийский разлом, 15 — рифтовая зона Калифорнийского залива, 16 — разлом Сан-Андреас.

СПРЕДИНГОВЫЕ ХРЕБТЫ С УЛЬТРАМЕДЛЕННЫМИ СКОРОСТЯМИ

СОХ протягиваются через все океаны, образуя единую систему длиной около 70000 км. Ключевым параметром, определяющим морфологию рельефа дна и глубинное строение спрединговых зон, является скорость раздвижения. Скорость спрединга на срединно-океанических хребтах изменяется от 0.7–1.3 до 18 см/год. В соответствии с ней СОХ подразделяют на несколько типов: с ультрамедленной (< 2 см/год) медленной (< 4 см/год), средней (4–8 см/год), быстрой (8–12 см/год) и ультрабыстрой (12–18 см/год) скоростью раздвижения. Все эти хребты отличаются своей морфологической выраженностью, глубинным строением и особенностями аккреции коры (Дубинин и др., 2013б). В настоящей работе рассматриваются ультрамедленные хребты, которые за последние годы были неплохо изучены (Дубинин и др., 2013а; 2013б; Кохан и др., 2012; Пейве, 2009; Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003; Michael et al., 2003; Sauter et al., 2013 и др.)

Значительное число ультрамедленных спрединговых хребтов (УМСХ) расположено в Северной Атлантике и Арктике: Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Гаккеля. К этому типу хребтов также относятся Юго-Западный Индийский хребет

(ЮЗИХ) и спрединговые центры Красного моря и Аденского залива (рис. 1).

Они отличаются разнообразием своего рельефа, тектоническим строением, морфоструктурной сегментацией и характером магматизма (Дубинин и др., 2013а). Примерно для 60–65% длины системы УМСХ характерно косое растяжение и значительная доля компоненты сдвига при преобладающем раздвижении. Как следствие, величина эффективной (ориентированной ортогонально направлению растяжения) скорости спрединга может быть значительно меньше 2 см/год, достигая для отдельных участков хребтов 0.8–0.9 см/год.

Анализ морфологии, тектонического строения и кинематики рифтовых зон УМСХ позволил отнести их к нескольким тектоническим типам (Дубинин и др., 2013а; Кохан, Дубинин, 2014):

1. УМСХ, развивающиеся под влиянием горячих точек (хребты Рейкьянес, Кольбейнсей, крайний западный и центральный участки ЮЗИХ). Воздействие горячих точек приводит к изменению их глубинного строения, характера аккреции коры и формированию переходной морфологии. Строение хребтов закономерно изменяется при удалении от горячих точек. В этих условиях УМСХ могут сочетать черты, характерные для хребтов с медленными, средними и даже быстрыми скоростями растяжения.

Таблица 1. Ультрамедленный спрединг при формировании и эволюции спрединговых хребтов

№	Геодинамическая обстановка		Краткая характеристика	Примеры
1	Спрединговые хребты, сформированные при расколе континентальной литосферы, и расположенные вблизи полюсов относительного вращения плит		Значения линейных скоростей движения плит минимальны вблизи полюсов относительного вращения. Они постепенно возрастают по мере удаления от полюса и приближения к эйлеровому экватору.	Хребты Гаккеля, Мона, Рейкьянес, Красноморский и Аденский рифты
2	Переход от континентального рифтинга к ранней стадии океанического спрединга		Начальный этап формирования спрединговых хребтов континентального заложения и генерации новой океанической коры определяется механизмом раскола континента и прогремостью мантии.	Все спрединговые хребты, образованные в результате раскола континентов на начальных этапах своего формирования.
3	На ранней стадии формирования спрединговых хребтов при расколе океанической литосферы в результате кинематических перестроек и перескоков осей спрединга.		При формировании нового спредингового хребта на старой океанической литосфере происходит утонение и разрыв старой литосферы и переход к ультрамедленному спредингу на новом хребте.	Начальные этапы формирования Восточно-Тихоокеанского поднятия, участки Юго-Восточного Индийского хребта и Юго-западного Индийского хребта
4	При затухании спрединга и отмирании спрединговых хребтов		При отмирании спредингового хребта происходит уменьшение скоростей спрединга до полного его прекращения через стадию ультрамедленного спрединга.	хребет Математиков, хребет Эгир, Лабрадорский хребет
5	При продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы	в условиях влияния горячей точки	В области Афар происходит переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Влияние горячей точки Афар приводит к механическому и термическому ослаблению литосферы и перестройке границ плит.	Аденский рифт
		при наличии сдвигов, предшествующих спредингу	При наличии сдвиговой зоны в задуговой области, чье формирование вызвано, например, косой субдукцией и последующим ее прекращением; продвигающаяся рифтовая трещина может унаследовать эту сдвиговую зону.	Продвижение к северу рифта Калифорнийского залива, и рифта Красного моря

2. УМСХ с субортогональным растяжением и ненарушенные трансформными разломами (западная часть хребта Гаккеля, западный участок ЮЗИХ). Для данных участков хребтов характерно строение, сходное с медленно-спрединговым Срединно-Атлантическим хребтом (САХ).

3. УМСХ с минимальной интенсивностью магмоснабжения, снижение которого вызвано геометрией спрединга (сильно косой спрединг) и/или наличием относительно холодной мантии (центральный и восточный участки хребта Гаккеля, отдельные участки ЮЗИХ, хребет Мона).

Для участков УМСХ третьего типа характерна уникальная сегментация протяженных амагматических (АС) и магматических сегментов (МС) с отсутствием трансформных разломов.

АС выражены в рельефе в виде удлиненных впадин с максимальными глубинами до 4.5–5.7 км. Длина АС изменяется от первых десятков до 150–200 км. В их пределах отсутствует или редуцирован вулканизм. В драгировках преобладают перидотиты. В рельефе дна встречаются лишь небольшие вулканические постройки высотой до 500 м (Cannat et al., 2006; Michael et al., 2003; Okino et al., 2002). АС в условиях косого спрединга

ориентируются под углом к направлению растяжению. На их флангах наблюдаются сложенные перидотитами валообразные симметричные поднятия высотой до 1–2 км и шириной 10–25 км с пологими склонами, которые повторяют тренд рифтовой зоны в период своего формирования. Поднятия не нарушены сбросами и лишены следов вулканизма. По сути, они представляют собой блоки мантийных пород, с бортами, сформированными сместителями пологопадающих разломов-детачментов (Sauter et al., 2013). Толщина коры АС минимальна и составляет от 0 до 5 км (Jokat et al., 2012; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007). Размеры АС сокращаются с увеличением эффективной скорости спрединга и интенсивности магмоснабжения.

МС всегда ориентируются субортогонально растяжению и выступают центрами сфокусированного магматизма. В рельефе дна они выражены осевыми вулканическим хребтами (ОВХ), сходными (или превышающими) по своим характеристикам ОВХ медленно-спрединговых хребтов. К МС приурочены очаги вулканической деятельности, для них характерна толщина коры от 4 до 8 км (Jokat et al., 2012; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007). В драгировках преобладают базальты. Подробная характеристика тектонического строения и кинематики спрединга УМСХ рассмотрена в работах (Дубинин и др., 2013а; Кохан и др., 2012, 2014).

Итак, за исключением участков, подвергнутых влиянию горячих точек, хребты с очень малыми скоростями спрединга характеризуются высокой расчлененностью рельефа, пониженным магмоснабжением, сфокусированным магматизмом. Как следствие, УМСХ обладают малой толщиной коры и частыми проявлениями серпентинизированных мантийных пород в пределах рифтовой долины и на флангах хребта.

В пределах рассмотренных выше спрединговых хребтов ультрамедленный спрединг стабильно функционирует в течение длительного (первые миллионы – десятки миллионов лет) периода времени. Но наряду с многочисленными ультрамедленными спрединговыми хребтами в пределах океанической литосферы наблюдаются районы, где ультрамедленный спрединг существует (или существовал) в иных геодинамических обстановках.

ПЕРЕХОД ОТ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА К РАННЕЙ СТАДИИ ОКЕАНИЧЕСКОГО СПРЕДИНГА

С точки зрения тектоники и геодинамики значительный интерес представляет процесс развития дивергентных границ плит от первых этапов их формирования во внутриплитных

районах до стадии замыкания границы плиты и формирования спрединговых хребтов с характерными морфологическими и геолого-геофизическими признаками. Процесс перехода от стадии континентального рифтинга к океаническому спредингу, приводящий к формированию пассивных континентальных окраин, довольно хорошо изучен.

Существует немало моделей, иллюстрирующих особенности такого перехода. Среди них следует отметить две классические модели: модель симметричного растяжения и утонения континентальной коры и литосферы (McKenzie, 1978; Rosenbaum et al., 2008) и модель асимметричного раскола литосферы по детачментам, следующим вдоль реологических границ в коре и литосфере (Weinberg, Regenauer-Lieb, 2007; Wernicke, 1985). Кроме того, важную роль при переходе от континентального рифтинга играет прогретость мантии, определяющая условия вулканического, или невулканического рифтинга и формирование соответствующих типов переходных зон (рис. 2) (Лобковский и др., 2004; Меланхолина, 2008; 2011; Blaich et al., 2011; Courtillot et al., 1999; White, McKenzie, 1989, 1995). Все эти факторы будут осложнять процесс перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу и вносить разнообразие в строение переходных зон. В рамках настоящей статьи мы коснемся только одного аспекта этой проблемы — все спрединговые хребты, сформированные в результате раскола континентов, на начальной стадии своего формирования проходили стадию ультрамедленного спрединга, когда значения скоростей спрединга варьировали от 0 до 2 см/год.

Континентальный рифтинг проявляется при наличии растягивающих напряжений, приводящих к утонению континентальной коры и литосферы и, в конечном итоге, к разрыву ее сплошности и формированию рифтовой трещины. В дальнейшем рифтовая трещина развивается в пределах анизотропной континентальной литосферы разной толщины, строение которой нарушено разного рода структурно-вещественными неоднородностями, приводящими к латеральным смещениям развивающегося рифта (Corti, 2012; Van Wijk, 2005). Вслед за продвигающейся трещиной следует «термический фронт», вызванный миграцией астеносферного потока, обусловленного декомпрессионным плавлением, подъемом и фокусировкой расплавленного вещества мантии в условиях растяжения и утонения литосферы. На этой стадии важнейшим фактором является величина прогретости мантии. Именно этот параметр в первую очередь влияет на степень плавления мантии и определяет условия вулканического или невулканического

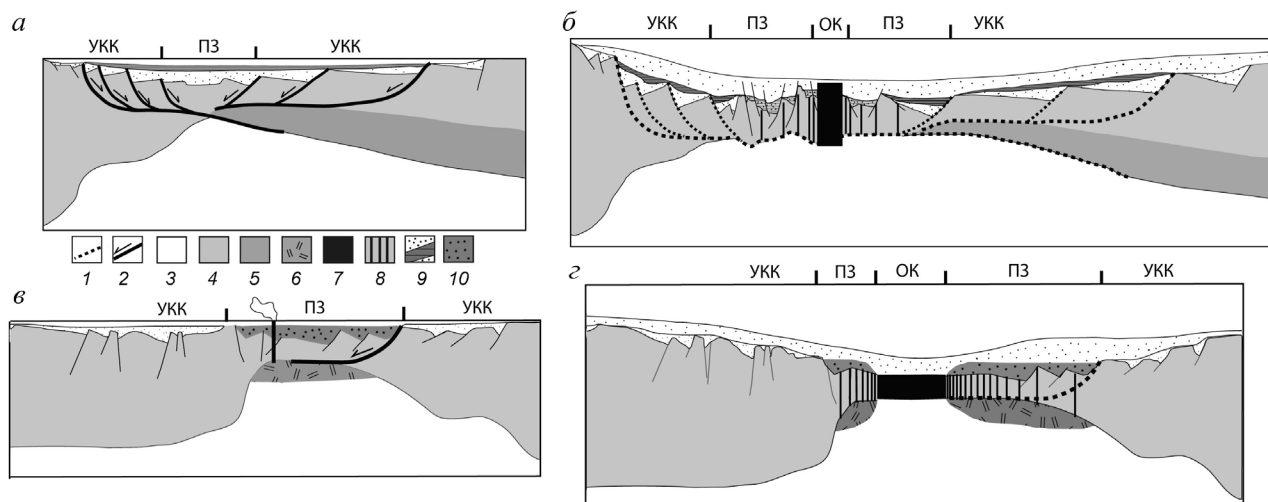


Рис. 2. Различия в строении и механизме формирования невулканических (*а, б*) и вулканических (*в, г*) континентальных окраин, по (Blaich et al., 2011). Показано строение окраин перед переходом от рифтинга к спредингу (*а, в*) и после него (*б, г*): 1 — отмершие разломы-детачменты; 2 — активные разломы-детачменты; 3 — мантия и водная толща; 4 — кристаллический слой континентальной коры; 5 — высокоскоростной/высокоплотностной нижний слой континентальной коры; 6 — андерплейтинг; 7 — океаническая кора; 8 — дайки; 9 — различные генерации осадочных толщ; 10 — вулканогенная осадочная толща. УКК — утоненная континентальная кора, ПЗ — переходная зона, ОК — океаническая кора.

рифтинга. Повышенные значения температуры мантии часто связаны с подъемом мантийного плюма.

В случае пониженных мантийных температур (невулканический, «холодный» рифтинг), утонение коры идет на большой площади по системе пологопадающих разломов — детачментов и оперяющих их разломов (рис. 2*а*). Детачменты могут закладываться вдоль внутренней реологической границы в коре. Дайки внедряются в кору переходной зоны эпизодически. Кора переходной зоны отличается невысокой толщиной, а ее поверхность обладает пересеченным рельефом, сформированным зачастую блоками серпентинизированных перидотитов (рис. 2*б*). В зависимости от механизма раскола они могут оставаться в области нижней коры, либо при гиперрастяжении эксгумироваться в верхние слои коры и даже выходить на поверхность дна, как, например, перидотитовый хребет в фундаменте Иберийской переходной зоны (Dean et al., 2015).

В случае повышенных температур мантии на стадии перехода от рифтинга к спредингу следует ожидать проявления обильного магматизма (рис. 2*в*). В результате формируется бассейн, заполненный вулканогенной осадочной толщей и платобазальтами. Кора утолщается за счет андерплейтинга. Расплав поступает вдоль единичных разломов, а зона утонения коры и базификации остается относительно узкой. Кора зоны перехода от рифтинга к спредингу равномерно насыщается дайками и обладает относительно выровненным рельефом поверхности (рис. 2*г*).

Таким образом, реологическая стратификация литосферы и температура мантии являются основными факторами, определяющими характер раскола континентальной литосферы (симметричный, или асимметричный, сопровождаемый магматизмом или эксгумацией мантийного материала), особенности строения переходной зоны (наличие погруженных континентальных плато или крупных магматических провинций) и в конечном итоге особенности этапа первоначального ультрамедленного спрединга и тектоническое строение молодого спредингового хребта.

ЗАРОЖДЕНИЕ И ОТМИРАНИЕ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА В ПРЕДЕЛАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Раскол океанической литосферы вследствие процесса рифтогенеза, приводящего к формированию нового спредингового хребта — явление широко распространенное. Наилучшим примером может служить образование и развитие Тихоокеанско-Антарктического хребта (ТАХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), сформированных в результате раскола древней океанической литосферы Тихого океана и продвижения рифтовой трещины к северо-востоку. Образование нового спредингового хребта в пределах старой океанической литосферы вызвано перестройкой напряжений в литосфере и реорганизацией границ литосферных плит, приводящей к отмиранию одних границ и формированию других (Галушкин, Дубинин, 1992; Mammerickx, Sandwell, 1986).

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ

По своей геодинамической сути процесс океанического рифтинга аналогичен рифтогенезу в пределах континентальной литосферы лишь с той существенной разницей, что он протекает в океанической литосфере, имеющей иное строение и физические свойства, и, следовательно, его геологические последствия будут отличаться. Принципиальная схема остается прежней: утонение коры и литосферы в поле растягивающих напряжений, разрыв сплошности и переход к спредингу на вновь образованном хребте. Скорость спрединга на этом хребте будет увеличиваться от почти нулевых значений до некоторых порой очень больших (10–18 см/год — на ВТП) значений, обязательно проходя через этап с ультрамедленными скоростями.

Как было показано в работах (Грохольский и др., 2014; Ehlers, Jokat, 2011; Sauter et al., 2011), амплитуда смещений по сбросам и расстояние между сбросами в коре, формирующейся на

спрединговом хребте с ультрамедленными скоростями достигают максимальных значений и сокращаются по мере роста скорости спрединга. То есть изменение скорости спрединга в ходе зарождения или отмирания спредингового хребта будет отражаться в рельефе дна или кровли коренных пород, засыпанных осадками.

Переход от зарождения спредингового хребта к его развитию и сопровождающее такой переход изменение степени расчлененности рельефа дна можно проследить на примере развития участка Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ) между плато Кергелен и Брокен, а также северного участка ВТП и смежного палеоспредингового хребта Математиков (рис. 3).

Участок ЮВИХ между плато Кергелен и Брокен (рис. 3а) формировался в период 42–80 млн л.н. в ходе раскола единого массива вулканического плато Кергелен — хребет Брокен, вследствие продвижения к западу рифтовой

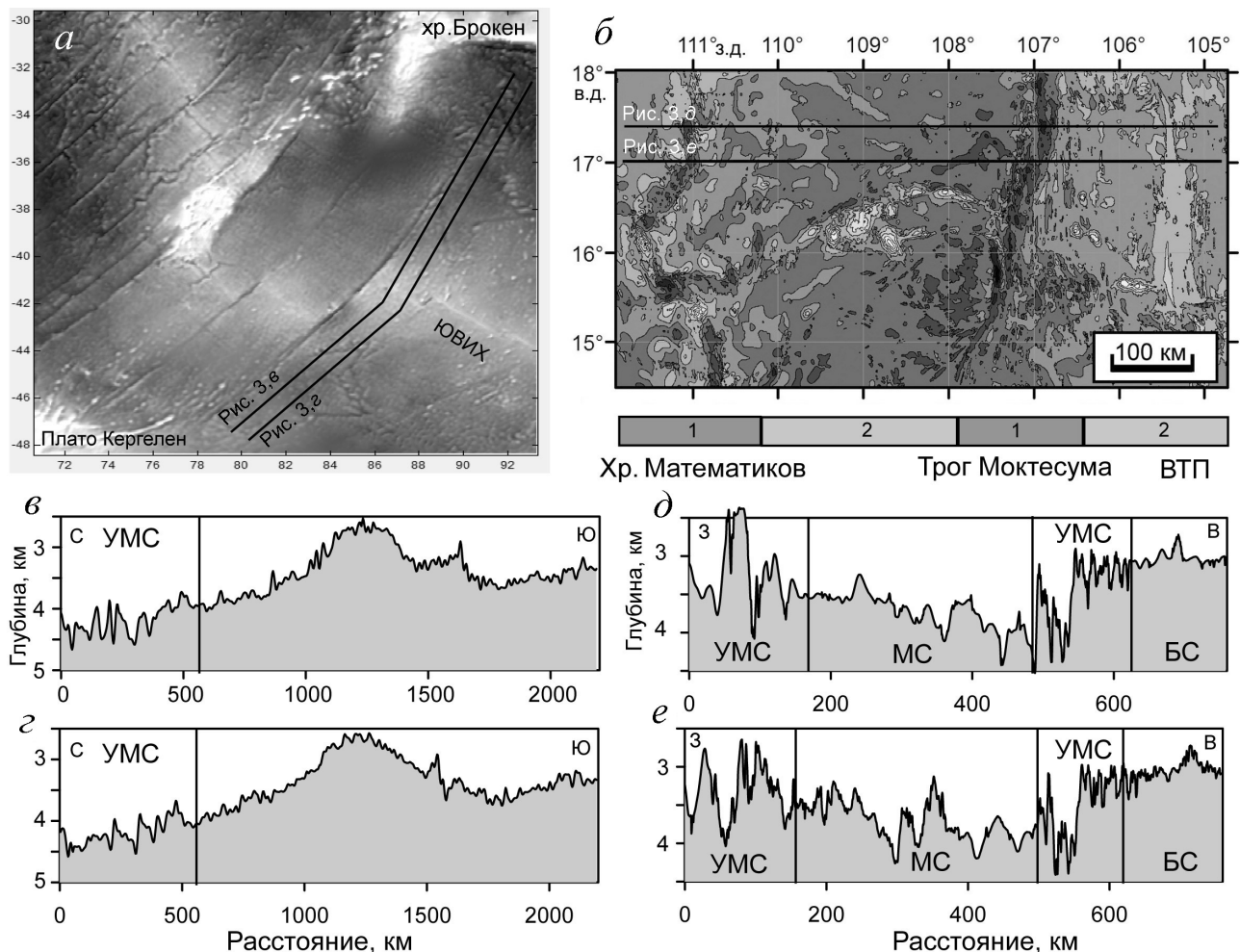


Рис. 3. Изменения рельефа дна при зарождении и отмирании спредингового хребта. По данным (GEBCO_08 grid, ver. 20100927): *a* — рельеф дна юго-восточной части Индийского океана в районе между плато Кергелен и Брокен; *b* — рельеф дна центральной части Тихого океана между хр. Математиков и ВТП; *в, г, д, е* — поперечные профили. УМС — участки океанической коры, сформированной в условиях ультрамедленного спрединга; БС — участки океанической коры, сформированной в условиях быстрого спрединга (ВТП) и МС — участки океанической коры, сформированной в условиях медленного спрединга (хр. Математиков).

трещины ЮВИХ (Tikku et al., 2000). В рельефе дна на северном фланге образованного океанического бассейна прослеживается зона сильно расчлененного рельефа. Амплитуда поднятий составляет 0.5–0.7 км. Далее в сторону ЮВИХ изрезанность рельефа резко сокращается — амплитуда поднятий не превышает 0.2–0.4 км. На противоположном фланге таких изменений не наблюдается, что возможно, связано с воздействием горячей точки Кергелен (рис. 3в, 3г).

Другим примером может служить отрезок ВТП и расположенный к западу от него палеоспрединовый хребет Математиков (рис. 3б). Здесь в субширотном направлении происходит смена участков с различным расчленением рельефа дна, образованных в условиях различной скорости спрединга (рис. 3д, 3е). Спрединг на хребте Математиков прекратился 3.5 млн л.н. Затухание спрединга шло с медленными и ультрамедленными скоростями (Mammerickx, Sandwell, 1986). Одновременно к востоку началось формирование литосферы ВТП, которое на начальных стадиях также проходило в условиях ультрамедленного спрединга, а затем, вплоть до настоящего времени — в условиях быстрого спрединга. В рельефе дна видно, что расчлененность литосферы хр. Математиков возрастала по направлению к его оси от 0.4–0.7 до 1.2–1.5 км. В трог Моктесума, который маркирует место раскола литосферы и начало спрединга ВТП расчлененность рельефа составляет 0.7–1 км и к востоку она резко сокращается до 0.2–0.3 км, характерных для быстрого спрединга (рис. 3д, 3е).

В эволюции структуры литосферы, рельефа дна и геофизических аномалий при «отмирании» спредингового хребта можно выделить три этапа (Дубинин, Свешников, 2000). Первый — активный, этап связан с замедлением скорости спрединга, вплоть до полного его прекращения. Уменьшение скорости спрединга и периодичности магматических излияний в тектоно-магматическом цикле сопровождается значительными изменениями структуры рифтовой зоны и ее геофизических характеристик. Чем меньше скорость спрединга, тем менее выраженными будут осевые магматические очаги и тем более контрастным будет рельеф осевой зоны, тоньше океаническая кора и толще хрупкий слой литосферы. Второй этап включает переход от спрединга к рифтингу, когда еще происходит растяжение литосферы, но без формирования новой коры. Он характеризуется кристаллизацией вещества коровых магматических очагов, релаксацией термических аномалий и благоприятными условиями для серпентинизации ультраосновных пород верхней мантии. Процесс серпентинизации перидотитов на этом этапе развития может играть существенную роль и в значительной степени влиять на

рельеф дна и глубинную структуру отмирающих спрединговых хребтов. Третий этап эволюции палеоспрединовых хребтов характеризуется прекращением растягивающих напряжений и предполагает релаксацию поля температур в литосфере и заглублиение кровли астеносферы под рифтовой зоной СОХ. Следствием этого процесса будет увеличение толщины литосферы, понижение уровня рельефа фундамента, скрываемого под толщей осадков, уменьшение величины теплового потока и амплитуды гравитационных аномалий палеоспрединового хребта. Причем, чем больше времени пройдет с момента прекращения активного спрединга, тем более существенными будут эти изменения.

Таким образом, ультрамедленный спрединг проявляется как при переходе от рифтинга к спредингу при формировании нового спредингового хребта, так и так и при прекращении спрединга в процессе отмирания спредингового хребта. Эти процессы сопровождаются изменением механизма аккреции коры и, как следствие, изменением строения коры и литосферы (Дубинин и др., 2013б). В пределах участков дна, сформированных на этапе ультрамедленного спрединга вследствие понижения интенсивности магмоснабжения, следует ожидать уменьшения толщины коры и увеличения толщины литосферы, наличия преимущественно не слоистого, а хаотичного строения коры с пониженной мощностью слоя 3 и со значительной долей ультраосновных серпентинизированных пород.

ПРОДВИЖЕНИЕ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА В ПРЕДЕЛЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ ВЛИЯНИЯ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ

Примером проникновения рифтовой трещины спредингового хребта с ультрамедленным раздвижением в пределы континента в условиях влияния горячей точки является западная часть рифта Аденского залива, которая сформирована спрединговым центром Аденского залива (СЦАЗ).

Для СЦАЗ характерна скорость спрединга 18–20 мм/год. Азимут раздвижения плит — 37° (DeMets et al., 2010). Простираение хребта к востоку от 44°15'в.д. составляет около 90°, западнее — около 25°. Угол α для данных участков составляет 53° и 12°, а эффективная скорость спрединга 16 и 8.5 мм/год соответственно. На восточном участке СЦАЗ рифтовая зона располагается в долине с глубинами около 1300–1500 м, в ее днище располагаются эшелонированные ОВХ высотой 300–500 м. ОВХ ориентируются по азимуту 100–120° субортгоналию направлению спрединга. Их разделяют короткие впадины

амагматических сегментов длиной 10–15 км. К западу от 44°15' в.д. строение рифтовой зоны меняется — вулканические постройки в днище сменяются редкими отдельными вулканами, глубины возрастают до 1500–1700 м. Свежие лавовые потоки не прослеживаются (Dauteil et al., 2001). Западный участок СЦАЗ длиной около 70 км представляет собой структуру, близкую по кинематике к трансформным разломам с растяжением (рис. 4).

СЦАЗ сочленяется с структурами впадины Афар через систему рифтовых бассейнов залива Таджура и грабена Обок, соединенных трансформным разломом Маскали. Рифтовые бассейны представляют собой впадины локального растяжения пул-эпарт. Растяжение в их пределах идет со скоростью 16–17 мм/год (Dauteil et al., 2001). Через зону аккомодации рифт залива Таджура соединяется с рифтом Ассаль-Губет впадины Афар (рис. 4).

Впадина Афар — понижение, ограниченное с запада Нубийским плато, с юго-востока — Эфиопским плато, а северо-запада — горстом Данакиль (рис. 4а). Впадина является районом проявления обильного трещинного и платобазальтового вулканизма, развивающегося над Афарской горячей точкой в пределах тройного сочленения границ Аравийской, Сомалийской и Нубийской литосферных плит. Ветвями тройного сочленения выступают рифты Красного моря Аденского залива и Эфиопский рифт. Впадина ограничена граничными сбросовыми нарушениями. Южным ограничением впадины служит линеймент Тендахо-Гобаад, отделяющий структуры СЗ простирания впадины от структур ССВ простирания Эфиопского рифта (рис. 4а, 4б). Впадина состоит из двух частей: северной, расположенного ниже уровня моря, и южной, со сложным вулканическим и тектоническим рельефом поверхности. Он сформирован многочисленными сбросами, рифтогенными трогами, отдельными вулканическими постройками и удлиненными вулканическими центрами (рис. 4б) (Rowland et al., 2007).

Последние представляют собой аналоги ОВХ медленно-спрединговых хребтов шириной 10–20 км и длиной 40–50 км. В структурном отношении — это скопления даек и базальтовых интрузий, формирующих локальные очаги перехода от рифтинга к спредингу, сложенные прото-океанической корой. В западной части впадины рифты Ассаль-Губет и Манда-Инакир представляют собой участки пропегейтинга структур СЦАЗ на север. В северной части впадины вулканические центры грабена Данакиль продвигаются на юг и генетически связаны со структурами рифта Красного моря (рис 4в). По сути, вся южная часть впадины Афар пред-

ставляет собой зону рассеянного рифтинга, переходящего в спрединг, заключенную в крупном перекрытии двух взаимодействующих центров спрединга. Растяжение идет с ультрамедленными скоростями: в рифтах Ассаль-Губет и Манда-Инакир — 13–16 мм/год, в грабене Данакиль — 11–12 мм/год (Vigny et al., 2007).

Рифтовая система впадины Афар отчленяет от Африканского континента Данакильскую микроплиту с одноименным горстом (рис 4в). Блок микроплиты отчленяется по механизму вращения с шарниром против часовой стрелки (Eagles et al., 2002). Соединение структур Аденского хребта и рифта Красного моря произойдет через будущий океанический бассейн впадины Афар. В этом случае горст Данакиль в будущем скорее всего будет представлять собой погруженное континентальное плато, причлененное к окраине Аравийской плиты. Уникальность геодинамической обстановки данного региона заключается еще и в том, что она представляет собой актуалистический пример образования микроконтинента или погруженного континентального плато в виде Данакильского горста в процессе взаимодействия трех рифтовых ветвей формирующихся в условиях действия горячей точки.

Исходя из анализа гравитационных данных и особенностей тектоники рифтовой зоны, некоторые авторы (Dauteil et al., 2001) приходят к выводу о различном строении коры под спрединговым центром Аденского залива. К востоку от разломной зоны Шукра-эль-Шейк располагается типичная океаническая кора мощностью около 7–10 км. К западу океаническая кора сменяется корой переходного типа, в ее пределах чередуются участки океанической коры под ОВХ и участки сильно утоненной и базифицированной континентальной коры между ними. К западу от 44°15' в.д. переходная кора сменяется утоненной континентальной мощностью около 15–20 км.

Вся впадина Афар сложена сильно утоненной континентальной корой мощностью 18–20 и 20–25 км на севере и юге депрессии, соответственно (Rowland et al., 2007), при этом для вулканических хребтов впадины в ее северо-западной части характерно наличие магматической камеры в нижней части коры, ее кровля располагается на глубинах 15–18 км. Ее наличие было установлено по результатам магнитотеллурического зондирования (Desissa et al., 2013). Размеры данного резервуара составляют около 30 × 30 км по площади и его кровля располагается на отметках 30–35 км.

Такая история развития впадины Афар стала возможной благодаря зарождению и активизации Афарского плюма, с которым свя-

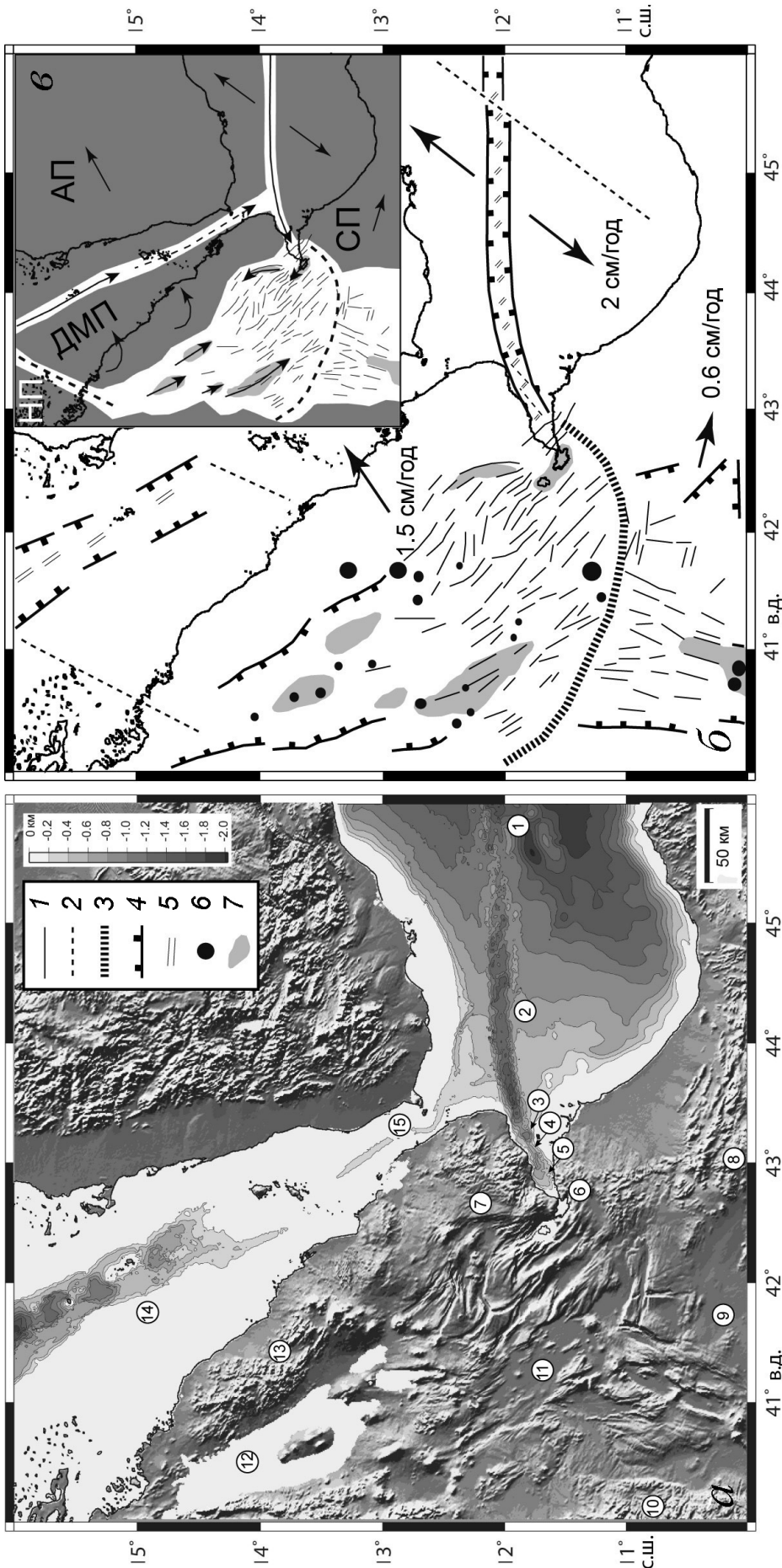


Рис. 4. Стрoение области Афарского тройного соединения. Рельеф поверхности дна и суши прилегающей территории (а). Рельеф дна показан на основе грида (GEBCO_08_grid, ver. 20100927), изобаты проведены через 200 м. Рельеф суши показан по данным грида SRTM (Jarvis et al., 2008). Цифрами обозначены: 1 — западная оконечность спредингового хребта Аденского залива с разломной зоной Шукра-эль-шейк; 2 — спрединговый центр Аденского залива; 3 — западная оконечность спредингового хребта Маскали; 4 — трансформный разлом Маскали; 5 — впадина залива Талджура; 6 — рифтовый сегмент Ассаль-Губег; 7 — рифтовый сегмент Манда-Инакир; 8 — Сомалийское плато; 9 — Эфиопский рифт; 10 — Эфиопское плато; 11 — южная впадина Афар; 12 — северная впадина Афар; 13 — горст Данакиль; 14 — рифт Красного моря; 15 — Баб-эль-Мандэбский пролив. Во врезке показаны условные обозначения к части рисунка б: 1 — разломы впадины Афар, выраженные в рельефе, 2 — свдвиги, 3 — линеймент Тендахо-Гобаад, 4 — границы сбросы, 5 — вулканические хребты спрединговых хребтов, 6 — отдельные конические постройки, 7 — вулканические сегменты впадины Афар. Структурно-кинематическая схема (б). Упрощенная геодинамическая схема (б). СП — Сомалийская плита, АП — Аравийская плита, ДМП — Данакильская микроплита, НП — Нубийская плита.

зывают начало вулканизма в пределах впадины 35–40 млн л.н. (Bosworth et al., 2005). 25–30 млн л.н. начался рифтинг в пределах Красного моря и Аденоского залива (Manighetti et al., 1997). Их рифтовые структуры «притягивались» ослабленной литосферой над горячей точкой Афар и постепенно продвигались на юг и запад соответственно. Продвижение рифтов блокировалось, когда они встречали на своем пути мощные блоки континентальной литосферы (Van Wijk, 2005). Так, на участке СЦАЗ к востоку от разлома Алула-Фартак спрединг начался 17–18 млн л.н., на участке от разлома Алула-Фартак до РЗ Шукра-эль-Шейк — 10–13 млн л.н., а к западу от разлома Шукра-эль-Шейк — 5–7 млн л.н. (Manighetti et al., 1997). Примерно 5–7 млн л.н. спрединг на юге Красного моря был заблокирован и пропагетинг рифта в Баб-эль-Мандебский пролив прекратился. Начался процесс замыкания границ плит через район прогретой и ослабленной литосферы впадины Афар с образованием Данакильской микроплиты. Около 1 млн л.н. проникновение СЦАЗ в пределы впадины Афар завершается с формированием впадин залива Таджура и рифта Асаль-Губет (Bosworth et al., 2005; Eagles et al., 2002; Manighetti et al., 1997).

ПРОДВИЖЕНИЕ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА В ПРЕДЕЛЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ НАЛИЧИИ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО СДВИГА

Примером развития ультрамедленного спрединга в условиях продвижения рифтовой трещины в пределы континентальной литосферы, нарушенной трансформными разломами или другими сдвиговыми структурами, может служить молодая спрединговая зона Калифорнийского залива, продвигающаяся к северу и входящая в систему трансформного разлома Сан-Андреас или рифт Красного моря, продвигающийся к северу в зону Левантийского трансформного разлома (рис. 1)

В этих районах в процессе рифтинга и спрединга узкие и длинные континентальные блоки отчленяются от крупной континентальной плиты. В дальнейшем, в зависимости от своего размера, степени растяжения и утонения коры они могут формировать либо погруженные микроконтиненты, либо непогруженные островные блоки.

Рассмотрим ультрамедленный спрединг в данной геодинамической обстановке на примере спредингового центра Калифорнийского залива. Он представляет собой систему из шести коротких и широких бассейнов типа пул — эпорт (длиной вдоль оси 30–50 км и шириной вкост

оси 50–300 км) и соединяющих их правосдвиговых трансформных разломов с амплитудой смещения до 400 км. Глубина дна в днищах бассейнов составляет 2–3 км (рис. 5а). Рифтинг в заливе начался 12–15 млн л.н., когда прекратилась субдукция к западу от Калифорнийского п-ова (Fletcher et al., 2007; Lizaralde et al., 2007) и началось внедрение северного сегмента ВТП в континентальный блок Северо-Американского континента. В южных сегментах рифта Калифорнийского залива уже произошел разрыв сплошности континентальной литосферы (бассейны Аларкон, Пескадор, Кармен, Фаралон, Гуаймас). Возраст бассейнов центральной и юго-восточной частей залива составляет 2.5–6 млн лет. Здесь формируется новообразованная океаническая кора мощностью 5–7 км. Бассейны северо-западной части залива (возрастом 1.5–1.8 млн лет пока еще не вовлечены в стадию спрединга и там в настоящее время идет процесс рифтинга континентальной коры (рис. 5б). В работе (Lizaralde et al., 2007) было показано, что простой закономерности изменения строения бассейнов при движении на северо-запад не существует. Бассейны отличаются стилем рифтинга и магматизма даже в пределах такого короткого отрезка спрединговой системы как Калифорнийский залив, что, вероятно связано с дорифтовым развитием структур региона. В условиях перехода от рифтинга к спредингу ключевую роль играют факторы локального изменения магматического бюджета, первоначальной сегментации и реологического строения континентальной литосферы.

Таким образом, структуры залива демонстрируют геодинамическую обстановку перехода от рифтинга к спредингу в ходе проникновения спредингового хребта в континент. Растяжение в структурах залива происходит с ультрамедленной скоростью порядка 0.4–1.2 см/год.

Формирование структур растяжения и сдвига в пределах континентальной литосферы древней задуговой области Калифорнийского залива было обусловлено рядом предпосылок. Во-первых, это обильный вулканизм на активной континентальной окраине андийского типа и прогрев литосферы в позднем олигоцене — раннем — среднем миоцене. Во-вторых, это косая субдукция по направлению на СВ. В-третьих, большая часть региона в тылу зоны субдукции испытывала растяжение, вызванное задуговыми растягивающими напряжениями. П. Ганс (Gans, 1997) считает, что механическое и термическое утонение способствовало формированию сдвиго-раздвиговой зоны в тылу субдуцирующей литосферы. Спрединговый центр Калифорнийского залива также, вероятно, заложен вдоль такой зоны задугового сдвигового нарушения.

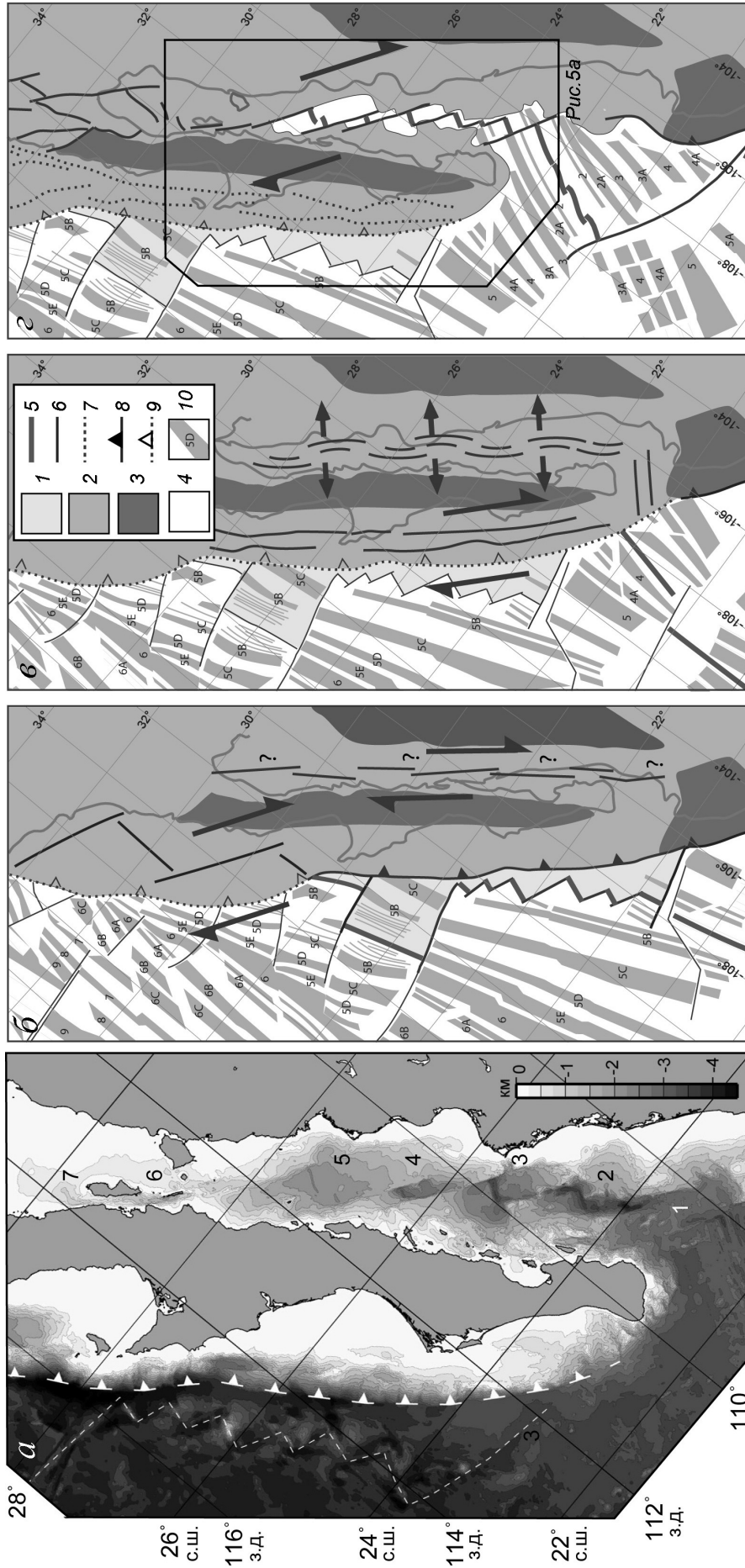


Рис. 5. Строение и развитие рифтовой зоны Калифорнийского залива. Рельеф дна по данным GEBCO (а), пунктирной линией с треугольниками показана древняя зона субдукции, пунктирная линия — ось древнего спредингового хребта: 1 — бассейн Аларкон; 2 — бассейн Пескадор, 3 — бассейн Кармен, 4 — бассейн Фаралон, 5 — бассейн Гуаймас, 6 — бассейн Делфин, 7 — бассейн Тибурон. Модель тектонического развития юго-западной окраины Северо-Американской плиты и возникновения Калифорнийского залива (б, в, г) по (Fletcher et al., 2007): б — период 12.3—14 млн. л.н.; в — 12.3—6 млн. л.н.; г — 6 млн. л.н. — н.в. 1 — океаническая кора микроплит Магдалена и Гваделупа; 2 — континентальная кора; 3 — активные разломы; 4 — океаническая кора Тихоокеанской плиты; 5 — спрединговые центры; 6 — активные разломы; 7 — отмершие разломы; 8 — активная субдукция; 9 — отмершая субдукция; 10 — линейные магнитные аномалии океанической коры. Стрелками показаны направления движения плит.

Этому в значительной степени способствовала уникальная геодинамическая обстановка в этом районе. Приближение спрединговых сегментов Магдалена, Гваделупа и других, входящих в систему спредингового хребта Фараллон, к зоне субдукции, расположенной западнее Калифорнийской переходной зоны, привело к их отмиранию и прекращению субдукции 12–14 млн лет назад (рис. 5б). Сегменты отмершего хребта были зафиксированы в рельефе и структуре океанической литосферы, примыкающей с запада к Калифорнийскому полуострову (рис. 5а) (Fletcher et al., 2007). В период 6–12 млн лет назад растяжение в пределах прото-Калифорнийского залива шло ортогонально, а сдвиговые напряжения реализовывались через систему разломов на шельфе (рис. 5в). В период с 6 млн лет назад в результате растяжения со сдвигом начал формироваться современный структурный план залива (рис. 5г).

Важным обстоятельством, определившим последующий ход эволюции явилось продвижение с юга на север рифтовой трещины ВТП. Наличие механически ослабленной литосферы в районе прото-Калифорнийского залива предопределило «перескок» оси спрединга ВТП в пределы континента и последующее развитие спрединговой системы Калифорнийского залива.

Таким образом, заложение спредингового центра Калифорнийского залива было обусловлено сочетанием следующих факторов: механического и термического ослабления литосферы в результате формирования сдвиговой структуры на краю континента в тылу косой зоны субдукции и вулканизма андийского типа; отмирания зоны субдукции в результате приближения к ней соседних спрединговых сегментов и близости продвигающейся с юга рифтовой зоны ВТП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При формировании и отмирании любой дивергентной границы плит на стадиях перехода от рифтинга континентальной или океанической литосферы к спредингу будет иметь место этап эволюции, характеризующийся ультрамедленными скоростями спрединга. Особенности этого этапа в значительной степени определяются спецификой геодинамических условий, в которых осуществляется переход от рифтогенеза к начальному этапу спрединга.

Показано, что условия для ультрамедленного спрединга проявляются: 1. На спрединговых хребтах, сформированных при расколе континентальной литосферы (хребты Гаккеля, Мона, Рейкьянес, Юго-западный Индийский, Аденский рифт); 2. При переходе от континенталь-

ного рифтинга к ранней стадии океанического спрединга (ранняя стадия развития всех спрединговых хребтов континентального заложения); 3. На ранней стадии формирования спрединговых хребтов при расколе океанической литосферы и/или при кинематической перестройке и перескоках оси спредингового хребта (ВТП, ЮВИХ); 4. При затухании спрединга и отмирании спрединговых хребтов (хребет Математиков); 5. При продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы: а) в условиях влияния горячей точки (Красноморско-Аденский рифт), б) при наличии сдвигов, предшествующих спредингу (рифт Калифорнийского залива).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00528-а и № 15-05-03486).

Авторы благодарят А.Н. Филаретову за помощь при оформлении рукописи.

Список литературы

- Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Термический режим литосферы при перескоке оси спрединга хребта Математиков // *Физика Земли*. 1992. № 9. С. 59–69.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Кохан А.В., Петрова А.В. Формирование и развитие внеосевых структур в зонах спрединга по результатам экспериментального моделирования // *Геотектоника*. 2014. № 2. С. 8–22.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Суцевская Н.М. Спрединговые хребты и трансформные разломы / Под ред. Л.И. Лобковского // *Мировой океан. Т.1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане* // М.: Научный Мир, 2013а. С. 92–170.
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суцевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // *Геотектоника*. 2013б. № 3. С. 3–30.
- Дубинин Е.П., Свешников А.А. Эволюция литосферы палеоспрединговых хребтов. (Результаты математического моделирования) // *Геотектоника*. 2000. № 3. С. 72–90.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П. Тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов // *Жизнь Земли. Геология, геодинамика, экология, музеология. Сб. науч. тр. Музея Землеведения МГУ. Вып. 35/36* / Под. ред. В.А. Садовниченко и А.В. Смурова. М.: изд-во МГУ, 2014. С. 124–49.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле*. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 59–77.

- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Меланхолина Е.Н.* Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // *Геотектоника*. 2008. № 3. С. 73–96.
- Меланхолина Е.Н.* Тектонотип невулканических пассивных окраин в регионе Иберии-Ньюфаундленда // *Геотектоника*. 2011. № 1. С. 80–105.
- Пеёве А.А.* Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // *Геотектоника*. 2009. № 2. С. 5–19.
- Blaich O., Faleide J., Tsikalas F.* Crustal breakup and continent ocean transition at South Atlantic conjugate margins // *JGR*. 2011. V. 116. B01402. doi:10.1029/2010JB007686.
- Bosworth W., Huchon P., McClay K.* The Red Sea and Gulf of Aden Basins // *Journal African Earth Sciences*. 2005. V. 43. P. 334–378.
- Cannat M., Sauter D., Mendel V.* et al. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // *Geology*. 2006. V. 34. № 7. P. 605–608.
- Corti G.* Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling —inspired view and comparison with examples from the East African Rift System // *Tectonophysics*. 2012. V. 522–523. P. 1–33.
- Courtillet V., C. Jaupart, I. Manighetti, P. Tapponnier, J. Besse.* On causal links between flood basalts and continental breakup // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1999. V. 166. № 3–4. P.175–195.
- Dauteil O., Huchon P., Quemeneur F., Souriot T.* Propagation of an oblique spreading centre: the western Gulf of Aden // *Tectonophysics*. 2001. V. 332. №4. P. 423–442.
- Dean S.L., Sawyer D.S., Morgan J.K.* Galicia Bank ocean-continent transition zone: New seismic reflection constraints // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2015. V. 413. P. 197–207.
- DeMets C., Gordon R., Argus D.* Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. № 1. P. 1–80.
- Dick H., Lin J., Schouten H.* An ultra-slow class of spreading ridge // *Nature*. 2003. V. 426. P. 405–412.
- Desissa, M., N. Johnson, K. Whaler et al.* A mantle magma reservoir beneath an incipient mid-ocean ridge in Afar, Ethiopia // *Nature geoscience*, 2013. V.6 № 10. P. 861–865.
- Eagles G., Gloaguen R., Ebinger C.* Kinematics of the Danakil microplate // *Earth and Planet. Sc. Lett.* 2002. V. 203. № 2. P. 607–620.
- Ehlers B., Jokat W.* Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.*. 2009. V. 177. № 2. P. 451–462.
- Fletcher J.M., Grove M., Kimbrough D.* et al. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California: insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena Fan and adjacent areas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2007. V. 119. № 11–12. P. 1313–1336.
- Gans P.* Large-magnitude Oligo — Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico // *Tectonics*. 1997. V. 16. № 3. P. 388–408.
- GEBCO_08 grid, ver. 20100927, <http://www.gebco.net>.*
- Jarvis A., H.I. Reuter A. Nelson E. Guevara* Hole-filled seamless SRTM data V4 // International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). 2008. URL <http://srtm.csi.cgiar.org>
- Jokat W., J. Kollofrath, W. H. Geissler, L. Jensen.* Crustal thickness and earthquake distribution south of the Logachev Seamount, Knipovich Ridge // *Geoph. Res. Lett.* 2012. V. 39. L08302. doi:10.1029/2012GL051199.
- Jokat W., Schmidt-Aursch M.* Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 168. № 3. P. 983–998.
- Lizaralde D., Axen G., Brown H.* et al. Variation in styles of rifting in the Gulf of California // *Nature*. 2007. V. 448. P. 466–469.
- Mammerickx J., Sandwell D.* Rifting of old Oceanic Lithosphere // *JGR*. 1986. V. 1. № B7. P. 1975–1988.
- Manighetti I., Tapponnier P., Courtillet V.* et al. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: the Gulfs of Aden and Tadjoura // *JGR*. 1997. V. 102. P. 2681–2710.
- McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. № 2. P. 25–32.
- Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.* et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow spreading Gakkel ridge, Arctic ocean // *Nature*. 2003. V. 423. P. 956–961.
- Okino K., Curewitz D., Asada M., Tamaki K.* et al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. № 2. P. 275–288.
- Rosenbaum G., Weinberg R.F., Regenauer-Leib K.* The geodynamics of lithospheric extension // *Tectonophysics*. 2008. V. 458. № 1–4. P. 1–8.
- Rowland J., Baker E., Ebinger C.* et al. Afar Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode, Afar // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 171. № 3. P. 1226–1246.
- Sauter D., Sloan H., Cannat M.* et al. From slow to ultra-slow: how does spreading rate affect seafloor

- roughness and crustal thickness? // *Geology*. 2011. V. 9. № 10. P. 911–914.
- Sauter D., Cannat M., Rouméjon S.*, et al. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // *Nature Geosc.* 2013. V. 6. P. 314–320.
- Tikku A.A., Cande S.C.* On the fit of Broken and Kerguelen plateau // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2000. V. 180. № 1–2. P. 117–132.
- Van Wijk J.W.* Role of weak zone orientation in continental lithosphere extension // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. doi:10.1029/2004GL022192.
- Vigny C., de Chabaliér J.-B., Ruegg J.-C.* et al. Twenty-five years of geodetic measurements along the Tadjoura-Asal rift system, Djibouti, East Africa // *JGR*. 2007. V. 112. B06410. doi:10.1029/2004JB003230.
- Weinberg R.F., Regenauer-Lieb K.* Mantle detachment faults and the breakup of cold continental lithosphere // *Geology*. 2007. V. 35. № 11. P. 1035–1038; doi: 10.1130/G23918A.1.
- Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 108–125.
- White R., McKenzie D.* Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts // *JGR*. 1989. V.94. № B6. P. 7685–7729.
- White R., McKenzie D.* Mantle plumes and flood basalts // *JGR*. 1995. V.100. № B9. P. 17543–17585.

PECULIARITIES OF ULTRASLOW SPREADING DURING THE FORMATION AND DEVELOPMENT OF SPREADING SYSTEMS

E.P. Dubinin¹, A.V. Kokhan²

¹*Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum, 119991 Москва;
e-mail: edubinin08@rambler.ru*

²*ООО «Svarog», 119021, Moscow; e-mail: kkkkk1987@mail.ru*

Main geodynamic environments of ultra-slow spreading on divergent plate boundaries are considered in this paper. Ultra-slow spreading can occur now or could occur in the past in the following geodynamic environments on divergent plate boundaries: 1. on spreading ridges with ultra-slow spreading, both modern and ceased; 2. during transition from continental rifting to early stages of oceanic spreading (all spreading ridges during incipient stages of their formation); 3. during incipient stages of formation of spreading ridges on oceanic crust as a result of ridge jumps and reorganization of plate boundaries; 4. during propagation of spreading ridge into the continental crust caused by a hotspot and strike-slip faults preceding the propagation.

Keywords: ultraslow spreading, sea floor relief, structure formation, divergent plate boundaries.