ТРАНСФОРМНЫЕ И НЕТРАНСФОРМНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2025 г. В. А. Боголюбский^{1, 2, *}, Е. П. Дубинин^{1, 2}, А. Л. Грохольский¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова — Музей землеведения, д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

*e-mail: bogolubskiyv@gmail.com

Поступила в редакцию 14.09.2024 г. После доработки 02.10.2024 г. Принята в печать 06.03.2025 г.

В статье рассмотрен сегмент Юго-Западного Индийского хребта, расположенный между системой разломных зон Дю Туа-Эндрю Бейн-Принс Эдуард и тройным сочленением Буве. В его пределах выделены два участка, которые различаются по структуре рельефа дна и в своем развитии. На восточном участке (с 9° по 25° в.д.) отсутствуют трансформные разломы и существенные термические аномалии в мантии. Западный участок исследуемой части хребта (от тройного соединения Буве до 9° в.д.) рассечен несколькими крупными трансформными нарушениями и развивается под заметным влиянием термической аномалии плюма Буве. Подобная связь сегментации рельефа дна и термических аномалий мантии является нетипичной для районов медленного и ультра медленного спрединга. Здесь хребты рассекаются трансформными разломами, на участках с заметным тепловым влиянием мантийных термических аномалий эти разломы исчезают. Мы провели физическое моделирование и анализ профилей температурного поля в разработанной модели для оценки влияния глубины области аккумуляции расплава (мантийной магматической камеры) на сегментацию рельефа дна Юго-Западного Индийского хребта. Нами установлено, что глубина области аккумуляции расплава оказывает заметное влияние на сегментацию рельефа срединно-океанического хребта (COX), но это не является единственным основным влияющим фактором. На сегментацию рельефа СОХ может влиять процесс серпентинизации. Уменьшение скорости спрединга сопровождается увеличением глубины магматического очага, или области сфокусированного мантийного апвеллинга. Это приводит к широкому распространению серпентинизации на оси растяжения за счет мало интенсивного магматизма и высокой трещиноватости пород и, как следствие, к перестройке структурной сегментации хребта в связи с исчезновением трансформных разломов при понижении прочности литосферы. Совместное воздействие глубины области аккумуляции расплава и серпентинизации на фрагмент Юго-Западного Индийского хребта, где отсутствовала термическая аномалия в мантии, могло привести не только к исчезновению трансформных разломов, но и поддерживать такое состояние длительный период времени. В западной части Юго-Западного Индийского хребта, находящегося под воздействием мантийной термической аномалии, условия для серпентинизации были менее благоприятными и трансформные разломы здесь хорошо развиты.

Ключевые слова: структурная сегментация, мантийные плюмы, серпентинизация, ультрамедленный спрединг, косой спрединг, аномалия Буге, тройное сочленение Буве, плюм Буве, физическое моделирование, Юго-Западный Индийский хребет

DOI: 10.31857/S0016853X25010068, EDN: DAVHVX

ВВЕДЕНИЕ

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) расположен в южных частях Индийского и Атлантического океана, протягиваясь от тройного сочленения Родригес (на востоке) до тройного сочленения Буве (на западе). Он относится к хребтам с ультрамедленным спредингом со скоростями растяжения от 14 до 16 мм/год [21, 28, 34]. Юго-Западный Индийский хребет зародился ~160 млн лет назад с началом рифтогенеза в пределах Западной Гондваны. При начальном расколе континентальной литосферы (153.7 млн лет назад; аномалия M25n) западная (между Африкой и Антарктикой) и восточная (между Индией и Антарктикой) части хребта были разделены зоной трансформных разломов, представленной в настоящее время системой мегатрансформов Дю Туа—Эндрю-Бейн—Принс-Эдуард протяженностью 1230 км. Эта система разделяет современный Юго-Западный Индийский хребет на западную и восточную части, различающиеся по рельефу и его эволюции [9, 19, 36, 43].

Западная часть хребта также неоднородна по своему строению (рис. 1).

Κ западу ОТ трансформного разлома Дю Туа (25° в.д.) протягивается крупный сегмент хребта протяженностью 630 км, субортогональный направлению растяжения. В пределах сегмента отсутствуют крупные поперечные нарушения рифтовой долины трансформного типа и присутствуют небольшие нетрансформные смещения, разделяющие осевые вулканические хребты. Данный участок известен как ортогональный супер-сегмент [21, 37, 41]. Далее к западу он плавно переходит в косой супер-сегмент, простирающийся на 185 км от трансформного разлома Шака (9° в.д.) до 16° в.д. [37]. В структуру супер-сегмента входят несколько сегментов второго порядка как вулканических, так и амагматических, разделенных нетрансформными смещениями, но без крупных поперечных нарушений [34, 37].

Эти два сегмента совокупной длиной 815 км составляют один из самых протяженных участков срединно-океанических хребтов (COX) в Мировом океане, не нарушенных трансформными разломами. На флангах Юго-Западного Индийского хребта в рельефе и магнитных аномалиях прослеживаются пассивные следы трансформных разломов (см. рис. 1, а, в).

К западу от 9° в.д. и до тройного соединения Буве строение Юго-Западного Индийского хребта резко меняется. Этот участок хребта находится под влиянием термической аномалии мантийного плюма Буве, центр которого в настоящее время располагается под о. Буве на южном фланге Юго-Западного Индийского хребта.

В противоположность супер-сегментам, западный участок Юго-Западного Индийского хребта рассечен трансформными разломами Буве, Айлос Оркадас и Шака, а также несколькими крупными нетрансформными смещениями (НТС). Тепловое влияние термической аномалии на хребтах с медленными и ультрамедленными скоростями спрединга приводит к исчезновению трансформных разломов и сегментации участка поперечными нарушениями такими, как изгибы рифтовой долины, перекрытия центров спрединга, например, в хребте Рейкьянес, где сегментация осуществля-

ГЕОТЕКТОНИКА №1 2025

ется перекрытиями осевых вулканических хребтов [4, 13], или Срединно-Атлантический хребет к югу от Агульяс-Фолклендской разломной зоны, где характер сегментации изменяется с удалением от центра термической аномалии [11].

В регионе нашего исследования наблюдается обратная закономерность — на участке хребта с нормальным прогревом мантии трансформные разломы отсутствуют, тогда как на участке с мантийной термической аномалией имеются хорошо развитые трансформные структуры. Слабое развитие поперечных нарушений в условиях относительно холодной под-литосферной мантии наблюдается на других спрединговых хребтах, таких как хребет Гаккеля, Срединно-Атлантический хребет к югу от трансформного разлома Чарли-Гиббс, крайняя восточная часть ЮЗИХ [4, 8, 10, 16].

Модель эффективной сегментации объясняет различие в характере сегментации Юго-Западного Индийского хребта [34, 41]. Она предполагает заглубленное положение области аккумуляции расплава, связанной с областью сфокусированного мантийного апвеллинга, пониженные температуры подкоровой мантии и, как следствие, наличие широкой зоны прогрева. Также предполагается активное вдоль осевое течение расплава в под-литосферной мантии [24]. Все это ведет к образованию небольших нетрансформных смещений вместо крупных трансформных разломов.

Целью настоящей статьи является анализ влияния глубины положения области аккумуляции расплава (магматического очага) на сегментацию срединно-океанического хребта на примере Юго-Западного Индийского хребта.

Для этого нами было проведено физическое моделирование процессов сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов при неортогональном растяжении и различной степени прогрева литосферы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геологическое строение и рельеф западной части ЮЗИХ

Трансформные разломы отсутствуют в восточной части рассматриваемого сегмента ЮЗИХ. Здесь выделяются два крупных сегмента первого порядка (рис. 2):

- ортогональный супер-сегмент;
- косой супер-сегмент.



ГЕОТЕКТОНИКА №1 2025

Рис. 1. Основные структурные элементы западной части Юго-Западного Индийского хребта (по данным [28, 32, 33]).

(а)-(в) - Карты: (а) - батиметрическая; (б) - аномалии Буге; (в) - аномального магнитного поля.

Показано: положение центра плюма Буве (кружок красным); стрелками показано направление спрединга (стрелки черным).

Аббревиатуры: ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет; САХ – Срединно-Атлантический хребет; ТР – транс-формный разлом; ТС – тройное сочленение; РЗ – разломная зона.

1 – ось Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ); 2 – трансформные разломы;

3 – пассивные следы трансформных разломов; 4 – граница коры, сформированной на ЮЗИХ

К востоку от 15°45' в.д., в пределах первого супер-сегмента спрединг почти ортогонален. Протяженность супер-сегмента составляет около 630 км.

К западу от $15^{\circ}45'$ в.д. общее простирание центров спрединга резко изменяется и теперь составляет угол $\sim 45^{\circ}$ с направлением растяжения.

При этом, встречаются отдельные сегменты второго порядка с суб-ортогональным простиранием. Длина косого супер-сегмента составляет ~185 км. Составляющая скорости спрединга, ортогональная простиранию рифтовой долины (эффективная скорость спрединга), варьирует в пределах супер-сегмента от 9.1 до 14.2 мм/год [34, 41].

В пределах ортогонального супер-сегмента выделяются 14 магматических сегментов второго порядка (рис. 2, а).

Правосторонние нетрансформные смещения с величиной смещения, не превышающей 15 км, разделяют эти магматические сегменты. Несмотря на наличие небольшого отклонения на $15 - 16^{\circ}$ в.д. генерального простирания хребта от ортогонального простирания, все спрединговые сегменты в его пределах имеют ортогональную ориентировку по отношению к направлению растяжения [25].

Рельеф хребта в этой части значительно расчленен, глубина рифтовой долины относительно гребней рифтовых гор составляет 1500–2000 м (см. рис. 1, а).

Абсолютные глубины моря колеблются от 2900 до 3400 м (см. рис. 2).

Ширина рифтовой долины варьирует от 15 до 35 км.

В центральных частях сегментов второго порядка располагаются осевые вулканические хребты (OBX) с относительными высотами от 200 до 600 м [24]. В пределах нетрансформных смещений глубина рифтовой долины достигает 4600–4800 м. Аккреция литосферы сопровождается эксгумацией серпентинизированной мантии особенно на флангах хребта, где глубины моря достигают 1500 м — это подтверждается драгированием здесь образцов серпентинизированных ультрамафитов [21].

В районе 19°-21° в.д. наблюдается другая морфология рифтовых гор с простиранием, не параллельным оси хребта. Гриндли с соавт. [24] связывают это с влиянием вдоль осевого мантийного потока в восточном направлении, что подтверждается также структурой аномалий Буге (см. рис. 1, б).

При поднятии расплава к поверхности происходит внедрение даек. Подобная ситуация наблюдается на других участках ультрамедленного растяжения с влиянием мантийных термических аномалий – Главный Эфиопский рифт, рифты Исландии и Срединно-Атлантический хребет между 24°-30° с.ш. [17, 45, 49].

Эти процессы предполагают уменьшение мощности базальтового слоя коры с запада на восток, средняя толщина которого не превышает 1.5 км. Геохимический состав базальтов характеризуется пониженным содержанием Fe8 и повышенной концентрацией Al8, Na8 и Si8, что типично для базальтов типа N-MORB и E-MORB. Степень плавления первичного расплава в этих районах ниже, чем в прилегающих участках COX, что связано с преобладанием здесь кондуктивного охлаждения [16, 37]. Возможно наличие относительно глубоких очагов магмы (до 25 км), и источники магмы расположены в верхней мантии.

Строение косого супер-сегмента отличается от строения ортогонального супер-сегмента (см. рис. 2, б).

В пределах косого супер-сегмента выделяются шесть сегментов второго порядка:

 два коротких магматических сегмента (Нэрроугейт (Narrowgate segment) в восточной части хребта);

 четыре амагматичных сегмента (гора Джозефа Майеса (Joseph Mayes seamount) в западной части сегмента).

Для магматических сегментов характерна суб-ортогональная к направлению растяжения ориентировка, тогда как для амагматических сегментов характерна ориентировка от 35° (в крайне западном сегменте) до 55° (в центральной части) относительно направления растяжения [41].

Амагматические сегменты отличаются максимальной шириной рифтовой долины, достигающей 40-45 км при глубине 1500-2000 м. Абсолютные глубины моря меняются от 3900 до 4500 м (см. рис. 1, а; см. рис. 2).

Склоны рифтовой долины имеют значительную асимметрию [41]. Полагаем, что юго-восточный склон представляет собой детачмент — пологий разлом, по которому происходит эксгумация мантийных серпентинизированных перидотитов [15, 23, 35]. Расположение этих структур на юго-восточном борту рифтовой долины объясняется асимметричным спредингом, их серпентинитовый состав подтверждается результатами драгировок [41]. В склонах рифтовой долины наблюдаются и немногочисленные базальты, что позволяет предположить наличие небольшого по мощности базальтового слоя (1–2 км), сформированного за счет трещинных извержений [41].

В центральной части косого супер-сегмента рифтовые горы пересекаются пассивным следом разломной зоны Дингаан. Здесь впадины шириной 20 км и глубиной до 2 км подходят почти вплотную к бортам рифтовой долины, однако, в пределах самой рифтовой долины признаков смещения не наблюдается.

Вулканические сегменты характеризуются разнообразным строением. В пределах сегмента Нэрроугейт рифтовая долина сужается до 20 км, а глубины моря уменьшаются до 2700 м. Днище долины занято протяженными осевыми вулканическими хребтами (OBX). Предполагается, что для данного сегмента наблюдается фокусированный мантийный апвеллинг, обеспечивающий интенсивный магматизм [29, 42]. Драгированные образцы представлены, в основном, свежими базальтовыми стеклами [41].

По фланговым структурам сегмента Нэрроугейт повышенная магматическая активность отмечается как минимум в течение последних 8–9 млн лет [42]. Гора Джозефа Майеса – одна из крупнейших вулканических построек на оси срединно-океанического хребта (COX) с диаметром вулканической постройки около 25 км, возраст которой не превышает 1.3 млн лет [42].

С западной стороны, примыкающей к тройному сочленению Буве, Юго-Западный Индийский хребет представлен вулканическим хребтом Шписс, протяженностью около 130 км и минимальной глубиной около 400 м. Его формирование связано с активностью плюма Буве [1, 5, 27] (см. рис. 2, б).

Фрагмент Юго-Западного Индийского хребта, расположенный между трансформным разломом Буве и трансформным разломом Айлос Оркадас, также подвержен влиянию активности плюма Буве, что проявилось в формировании острова Буве (870 м абс. выс.) на юго-западном фланге ЮЗИХ (см. рис. 1, а).

Рифтовая долина здесь имеет отчетливо выраженный U-образный профиль с шириной ~25 км и глубиной ~900 м. Такие параметры рельефа более характерны для среднего, чем для медленного, спрединга (см. рис. 2).

Склоны рифтовой долины здесь симметричны [1]. В восточной части хребет пересекается трансформным разломом Мошеш длиной ~30 км [27]. Сегмент ЮЗИХ между трансформным разломом Айлос Оркадас и трансформным разломом Шака имеет длину ~100 км, обладая при этом морофологией медленно-спредингового хребта.

Рифтовая долина имеет ширину 25–30 км, ее глубина варьирует от 900 до 1400 м. Рифтовые горы данного сегмента не отличаются типичной вытянутостью форм и являются комплексом разбросанных рифтовых гор, иногда соединенных линейными хребтами.

С поверхности по всей западной части ЮЗИХ были драгированы образцы базальтовых пород [7]. Ультрамафиты встречаются только в пределах трансформных разломов, среди базальтов встречаются N-MORB и E-MORB [7, 26].

МЕТОДЫ

Физическое моделирование

Метод физического моделирования применен в настоящей статье для изучения условий формирования и развития систем поперечных нарушений спрединговых хребтов и отдельных трансформных разломов. Эксперименты проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова. Всего было выполнено десять экспериментов в установке из текстолита, включавшей ванну, поршень, модельное вещество и систему нагрева вещества (рис. 3).

Нагрев модельного вещества в установке осуществлялся равномерно с помощью нагревательных элементов (проводов), расположенных на днище и трех боковых сторонах ванны. За счет движения поршня соединенного с электродвигателем осуществлялось растяжение подготовленной модели с постоянной скоростью (см. рис. 3, а).

Расплавленное вещество, используемое в эксперименте, имитирует частично расплавленную астеносферу, обладающую упруго-вязко-пластичными свойствами. Перед началом эксперимента вещество нагревается до однородного жидкого состояния, после чего охлаждается сверху вентилятором до образования однородного плотного слоя вещества, застывшего на поверхности, имитирующей литосферу. После формирования модельной литосферы начинается процесс ее растяжения, в ходе которого формируются новая модельная кора и литосфера (см. рис. 3).

Модельное вещество представляет собой смесь минеральных масел (вазелиновое масло), парафина и церезина в твердом агрегатном состоянии с добавлением поверхностно активных веществ. Верхний слой модельной литосферы обладает хрупкими свойствами, нижний слой является пластичным.

Верхний слой толщиной *H* соответствует верхней части природной литосферы с хрупкими деформациями ее пород. Эта часть включает в себя породы океанической коры и упругой части верхней мантии. При этом соблюдается критерий подобия модельной литосферы ее океаническому прототипу

 $\frac{\tau_{s}}{\rho g H}$ = const, где τ_{s} – предел текучести модельного

вещества на сдвиг, ρ – его плотность и H – толщина хрупкого слоя модельной литосферы [12, 39].

Визуализация термического поля модели производилась с использованием тепловизора с разрешением матрицы 384*288 пикселей, углом обзора 56*42° и фокальным расстоянием 13 мм. Съемка тепловизором осуществляется в дальнем инфракрасном диапазоне. Термическая восприимчивость прибора составляет T_p =0.07°С, что позволяет уловить минимальные колебания теплового поля модели, при этом точность измерений составляет T_a = 3°С.

Для обеспечения точности прибора, сопоставимой с термической восприимчивостью, максимальные значения температурного поля, наблюдающиеся в осевой зоне растяжения, привязывались к стандартной температуре вещества (T=43°C), что позволяло достичь оценочной точности прибора в $T_a=0.2-0.3$ °C. Для корректного отображения температурного поля использовалось программное приложение InfiCam [50].

ГЕОТЕКТОНИКА №1 2025

Как в природном спрединге, так и в экспериментах с модельным веществом мы получаем и исследуем полупространство, остывающее с поверхности от некоторого нагретого состояния при t = 0 (ось спрединга или ось растяжения в эксперименте) с температурой расплавленного вещества на оси спрединга и на дне экспериментальной ванны $T_{\rm m} = 1300^{\circ}$ С в природе и $T_{\rm m} = 43^{\circ}$ С или 46°С в экспериментах.

Остывание происходит в результате контакта с температурой $T_0 = ~0^{\circ}$ С в природе и $T_0 = ~23^{\circ}$ С в модели в течение времени t (время остывания). Поэтому как в модели, так и в природе при некотором удалении от оси спрединга (растяжения), когда выполняется условие dT/dx « dT/dz, мы будем иметь распределение температуры с глубиной, близкое к модели остывающего полупространства:

$$T(z) = T_0 + (T_m - T_0) \cdot \Phi\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}\right), \qquad (1)$$

где $\kappa = \frac{k}{\rho C_p}$ – коэффициент термической диф-

фузии (температуропроводность: k – коэффициент теплопроводности, ρ – плотность и C_{ρ} – теплоемкость (на единицу массы) пород литосферы или модельного вещества), Φ – функция ошибок.

В условиях изостатического отклика литосферы на нагрузку следует, что глубина океана, отсчитываемая от его уровня над осью хребта, увеличивается с возрастом литосферы по закону $Z = a\sqrt{t}$, где Z – глубина океана, t – возраст океанической литосферы, a – коэффициент [38].

Следовательно, аномалии Буге, пропорциональные этой глубине, будут расти с удалением от оси спрединга по формуле:

$$\Delta g_h = b\sqrt{t} , \qquad (2)$$

где Δg_b – аномалия Буге, b – коэффициент.

Следствием формулы (1) будет как в природе, так и в модели закон изменения теплового потока на поверхности [44]:

$$q(t) = -\left(k\frac{T_m - T_0}{\sqrt{\pi\kappa t}}\right) \tag{3}$$

при (1 ≤ *t* ≤ 70 ... 90 млн лет).

При работе тепловизора происходит пересчет интенсивности излучения (теплового потока) в осредненную температуру тела через формулу Планка для излучения черного тела [44].



Рис. 2. Карта морфоструктуры Юго-Западного Индийского хребта (по данным [32]).

Морфотектонические карты: (а) – ортогонального супер-сегмента; (б) – крайней западной части ЮЗИХ и косого супер-сегмента.

На (в) показаны батиметрические профили А-А' – В-В'.

На (а) показан батиметрический профиль А-А' – рифтовой долины ортогонального супер-сегмента.

На (б) показаны батиметрические профили: Б–Б' – рифтовой долины в районе о. Буве; В–В' – рифтовой долины косого супер-сегмента.

Аббревиатуры: ТР – трансформный разлом, ТС – тройное сочленение, РЗ – разломная зона, НТС – нетрансформное смещение.

1–11 – срединно-океанические хребты:

1 - рифтовые долины; 2 - амагматические рифтовые долины; 3 - редуцированные рифтовые долины; 4 - борта рифтовых долин; 5 - осевые поднятия; 6 - склоны осевых поднятий; 7 - крупные осевые вулканы; 8 - осевые вулканические хребты; 10 - рифтовые горы и фланги COX; 11 - фланги COX с повышенным магматизмом; 12-21 - поперечные нарушения оси спрединга: 12 - трансформные долины, 13 - борта трансформных долин, 14 - нодальные бассейны, 15 - внутриокеанические комплексы, 16 - приразломные хребты, 17 - медианные хребты, 18 - нетрансформные смещения, 19 - зоны рассеянных сдвиговых деформаций, 20 - пассивные следы трансформных разломов, 21 - пассивные следы TC Буве (оси впадин и поднятий в их пределах); 22-26 - прочие структуры: 22 - шовные зоны литосферы различных COX, 23 - глубоководные котловины, 24 - вулканические поднятия и хребты, 25 - подводные горы, 26 - структуры неясного происхождения

Поскольку тепловизор, измеряющий инфракрасное излучение в эксперименте, реагирует не на температуру вещества на поверхности (в модели $T = T_0 = 23^{\circ}$ С при z = 0), a - на тепловой поток, то мы и получаем зависимость q(t) по формуле (3) – в модели, обратную зависимости Δg_b по формуле (2) – в природе.

Если определить параметр $\Delta q(t) = q(0) - q(t)$, где q(0) – поток на оси, то $\Delta q(t)$ будет расти со временем остывания, подобно аномалиям Буге. Аналогично и с температурой, используемой в качестве конечно-го растра тепловизора, параметр $\Delta T_m = T_{m(ocb)} - T_m$ также будет расти пропорционально корню из времени остывания модельного вещества.

Погружение поверхности модельного вещества, вызванное падением его температуры, также растет пропорционально, как и в природе. Это следствие модели остывающего полупространства, которая работает как в природе, так и в модели. Однако, амплитуда термического погружения поверхности модельного вещества не превосходит первых миллиметров. Изменения термического рельефа в модели сравнимы или меньше нарушений рельефа в приосевой зоне, вызванных растяжением модельного вещества и находятся вне допустимой точности измерений.

Перед началом растяжения в подготовленной модельной литосфере задаются один или несколько разрезов, воспроизводящих общую геометрию моделируемых структур [2, 3, 39, 40].

Для сравнения результатов моделирования с природными структурами была построена цифровая модель рельефа (ЦМР) на конечной стадии эксперимента. Для получения цифровой модели рельеф после завершения эксперимента проводилась детальная съемка поверхности модели при однородном боковом освещении. Предварительно фотографии привязывались к локальной системе координат в среде ArcGIS 10.5 [51] с изменением их метаданных в программе GeoSetter [52].

Обработка снимков и определение 3D пространственных координат осуществлялись с применением программы Agisoft Metashape [53]. В качестве входных данных в программе использовались 20–30 фотоснимков различных частей экспериментальной модели, сделанных с перекрытием 60–90%. Данный подход обеспечил горизонтальное разрешение растра от 0.05 до 0.2 мм и вертикальное – не менее 0.1 мм.

Анализ термического режима COX по данным физического моделирования

Моделирование осуществлялось в ходе двух серий экспериментов. Конфигурация модели в обеих сериях была одинаковой. Она включала два примыкающих друг к другу разреза, линия первого разреза была ортогональна направлению растяжения, линия второго разреза наклонена к первому разрезу под углом ∟45°, что отражало ортогональные и косые условия растяжения и соответствовало ортогональному и косому супер-сегментам хребта в природе (рис. 4).

Наклон косого сегмента соответствовал среднему углу наклона косого супер-сегмента ЮЗИХ. Первая серия экспериментов проводилась при нормальной температуре вещества $T = 43^{\circ}$ С. Во второй серии экспериментов температура модель-



Рис. 3. Установка и схема этапов проведения экспериментального моделирования.

(а) Установка для экспериментального моделирования (показано (арабские цифры курсивом): *1* – нагревательные элементы, *2* – элетродвигатель, *3* – поршень, *4* – локальный источник нагрева);

(б) – (д) – схема этапов проведения экспериментального моделирования:

(б) – однородный расплав модельного вещества: смесь вазелинового масла, церезина, парафина и поверхностно активных веществ (красный),

(в) – застывание верхнего слоя (синий) модельного вещества за счет его охлаждения сверху, формирование хрупкого (темно-синий) и пластичного (светло-синий) слоев,

(г) – вырезанный фрагмент ослабленной зоны и ее последующее застывание (синий),

(д) – растяжение с образованием новой модельной литосферы (синий).

ного вещества изменялась от $T = 44^{\circ}$ С до $T = 47^{\circ}$ С с шагом 1°С, что воспроизводило тепловое влияние термической аномалии в природе. Температура $T = 46^{\circ}$ С была выбрана как наиболее подходящая температура эксперимента, т.к. она обеспечивала наибольшее соответствие природных и модельных структур. В каждой серии было проведено по пять экспериментов.

Для изучения влияния глубины погружения области аккумуляции расплава (температурного режима мантии) на эволюцию трансформных разломов, были построены профили температурного поля на завершающей стадии каждого эксперимента (рис. 5, а).

Профили были построены параллельно направлению растяжения через каждые 0.5 см в пределах косого сегмента модели. Поскольку растяжение в эксперименте было только в одном направлении, то и профили проводились по одну сторону от оси растяжения.

Природные аналоги экспериментальных профилей были построены для поля аномалий Буге в пределах западной части ЮЗИХ как через участки с влиянием термической аномалии в мантии, так и на участках без такого влияния (см. рис. 5, б).

Для построения использовались гравиметрические данные [33]. Профили протяженностью от оси хребта до изохроны 40 млн лет строились по данным магнитных аномалий [27] с шагом 40 км при разрешении грида данных 2 дуговые минуты. В течение последних 40 млн лет скорость растяжения на ЮЗИХ менялась незначительно [20, 48]. Поэтому зависимость аномалии Буге от возраста литосферы может быть аппроксимирована простым выражением [31, 46]:

$$\Delta g_b = a\sqrt{t} + c, \qquad (4)$$

где t — возраст литосферы, Δg_b — значения аномалии Буге. Уравнение такого вида применимо для океанической литосферы не старше 70 млн лет с неизменной скоростью спрединга, как для рассмотренного участка ЮЗИХ (см. рис. 5, г).

К северу от современного положения ЮЗИХ находится большое количество структур, возникших, предположительно, под влиянием горячей точки Буве, на которых корневая зависимость аномалий от возраста литосферы нарушается. Самой крупной из них является хребет Шака [30]. Поэтому профили проводились только к югу от оси спрединга, где не имеется таких крупных под-

ГЕОТЕКТОНИКА №1 2025

нятий. Для экспериментов выражение для аппроксимации принимает следующий вид (см. рис. 5, в):

$$\Delta T_m = a\sqrt{t} + c, \tag{5}$$

где T_m — эффективная температура модельного слоя, пропорциональная тепловому потоку, измеряемому тепловизором.

Для всех построенных профилей по экспериментальным данным и полю аномалии Буге был проведен регрессионный анализ, по которому данные были аппроксимированы по формуле (5).

Для дальнейшего анализа принимались модели регрессии с приведенным коэффициентом детерминации $R^2 > 0.6$. При сравнении результатов моделирования двух экспериментальных серий были использованы значения аргумента **a** функции аппроксимации, которые косвенно отражают глубину магматического очага и, следовательно, ширину осевого прогрева и его интенсивность, что может являться одним из ключевых факторов, влияющих на формирование и эволюцию трансформных разломов в условиях ультрамедленного спрединга.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В каждой экспериментальной серии растяжение длилось 85 минут. Это обеспечило одинаковую площадь новообразованной модельной литосферы, необходимую для корректного проведения последующего анализа. Для оценки статистического разброса результатов эксперимента были проведены серии экспериментов с одинаковыми условиями, с нормальным и повышенным нагревом. В каждой серии было проведено пять экспериментов. Разброс в результатах этих экспериментов давал возможность оценить среднюю погрешность этих результатов.

В экспериментах с нормальным $T_{\rm m} = 43$ °С нагревом, начальный разрез в процессе растяжения приобретает черты, характерные для ультрамедленного спредингового хребта со значительным расчленением рельефа и глубокой рифтовой долиной (рис. 6).

Ось спрединга на протяжении всего эксперимента остается стабильной, а крупные перескоки не фиксируются. Морфология рельефа в экспериментах соответствовала ортогональному и косому супер-сегментам в природе. В некоторых случаях на косом сегменте формировались небольшие трансформные разломы. Однако они, как правило, 17 cm 34 cm 34 cm 34 cm 17 cm 17 cm 17 cm 20 cm 1 cm 2 cm 3

Рис. 4. Начальная модельная форма разрезов и параметры эксперимента на установке.

I – поршень установки; 2 – разрез; 3 – направление растяжения; 4 – вмещающая модельная плита

были нестабильны и достаточно быстро исчезали, переходя в нетрансформные смещения. В редких случаях они получали дальнейшее развитие, формируя небольшие ортогональные сегменты в пределах косого спрединга.

В температурном поле экспериментальной установки такие поперечные нарушения практически не отличались от прилегающих участков спредингового хребта. Возможно, данные ортогональные сегменты и соответствующие им поперечные нарушения в модели отражают магматические сегменты второго порядка в пределах косого супер-сегмента в природе.

В экспериментах с повышенным нагревом $T_{\rm m} = 46^{\circ}$ С вместо $T_{\rm m} = 43^{\circ}$ С, формирующийся модельный спрединговый хребет приобретал морфологию, схожую с морфологией медленного, а иногда и среднего спрединга, имея значительно меньшее расчленение и неглубокую рифтовую долину (рис. 7).

Морфология модели может быть соотнесена с наиболее западной частью ЮЗИХ. Ось растя-

жения характеризовалась достаточно частыми перескоками. Спрединговые валы имели различные размеры, что показывало значительную нестабильность оси растяжения. На протяжении каждого эксперимента на оси хребта формировались короткие поперечные смещения, которые были хорошо выражены в морфологии хребта, а также отличались пониженными значениями температурного поля в сравнении с прилегающими спрединговыми сегментами.

В каждом из проведенных экспериментов в косой части модели были сформированы температурные профили, параллельные направлению растяжения (табл. 1). Из проведенных профилей для каждой экспериментальной серии ~80% удовлетворяют порогу коэффициента детерминации, отражающего качество линейной регрессии.

Средние значения аргумента "*a*" в уравнении (5), определяющие глубину положения магматического очага, имеют различия ~20% для нормального и повышенного прогрева, что при *p*-значениях теста Уэлча <0.05 позволяет считать, что есть наличие статистически значимых различий между этими двумя выборками. При этом обе выборки отличаются большими значениями среднеквадратичного отклонения. Несколько бо́льшие значения показателя характерны для повышенного нагрева, что, вероятно, связано с менее стабильным положением оси растяжения.

Из-за относительно невысокого разрешения грида поля аномалий Буге был построен 41 профиль для ЮЗИХ, из которых было построено только 9 профилей в западной части. Из этих 9-ти профилей 6 профилей имеют достаточно высокое качество регрессионной модели, что связано со значительным влиянием поднятий, образованных плюмом Буве, на рельеф и поле аномалии Буге в пределах данного участка. При этом разница средних значений аргумента "*a*" по формуле (4) больше чем в моделях, и составляют ~55%, также наблюдаются высокие значения среднеквадратичного отклонения (рис. 8, табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты моделирования показывают, что температура верхней мантии может влиять на формирование трансформных разломов в условиях ультрамедленного спрединга. При повышенном нагреве формируются стабильные в своем пространственно-временном положении разломные структуры, что в значительной степени опреде-



Рис. 5. Аппроксимация профилей по данным экспериментального моделирования и поля аномалии Буге. (а) –Температурное поле и расположение профилей в эксперименте № 2767, (а') – пример аппроксимации данных; (б) – карта аномалий Буге и положение профилей для ЮЗИХ (по данным [33]), (б') – пример аппроксимации данных.

I – линии профилей аппроксимации эксперимента № 2767; *2* – линии профилей аппроксимации поля аномалии Буге ортогонального и косого супер-сегментов ЮЗИХ; *3* – линии профилей аппроксимации поля аномалии Буге крайней западной части ЮЗИХ

ляется положением области аккумуляции расплава (магматического очага), тогда как в условиях нормального прогрева стабильные трансформные разломы не формируются.

Преобладающее влияние температуры верхней мантии на формирование сегментации ЮЗИХ предполагает модель эффективной сегментации, которая объясняет отсутствие трансформных разломов за счет слишком глубокого положения области аккумуляции расплава и его вдоль-осевого распространения в под-литосферной мантии [34, 41].

Данная модель предполагает перемещение расплава к центру сегмента второго порядка из широкой зоны, что приводит к контрастным изменениям в магматизме между отдельными сегментами и ведет к образованию вулканических и амагматических сегментов на косом супер-сегменте. Значительная ширина спрединговых ячеек и глубокое положение магматического очага препятствуют формированию четко выраженной сегментации спрединговых хребтов или приводят к постепенному уменьшению и исчезновению трансформных разломов.

В условиях термической аномалии формируется сфокусированный мантийный апвеллинг, способствующий образованию литосферы, типичной для медленно- и среднеспрединговых хребтов. Настолько значительные различия в магмо-снаб-



Рис. 6. Моделирование сегментации Юго-Западного Индийского хребта при нормальном нагреве *T* = 43°C (на примере эксперимента № 2778).

(а)–(б) – стадии эксперимента;

(а')-(б') – дешифрирование стадий эксперимента;

(в) – рельеф модели на завершающей стадии растяжения;

(г) – температурное поле поверхности модели на завершающей стадии эксперимента;

(д) – температурные (красным) и высотные (синим) линии профиля А-А'.

I – модельная плита; *2* – новообразованная литосфера; *3* – активная ось спрединга;

4 – отмершие спрединговые оси; 5 – трансформные разломы; 6 – пассивные следы трансформных разломов; 7 – нетрансформные смещения

жении могут быть обусловлены нелинейной зависимостью мощности литосферы от скорости спрединга вне зависимости от использования модели пассивного или активного рифтогенеза [21].

Существует также предположение, связывающее отсутствие трансформных разломов в условиях ультрамедленного спрединга с отсутствием термических аномалий. Это предположение связано с процессами серпентинизации, которые широко распространены на медленных и ультрамедленных СОХ и должны влиять на развитие деформаций в осевых зонах [4].

Серпентинизация может оказывать значительное влияние на состав и свойства земной коры на участках с нормальным прогревом, понижая прочность литосферы и способствуя аккомодации напряжений при пластических деформациях коры [4, 15, 47]. При значительном уменьшении прочности литосферы происходит переход от хрупкого к ее пластичному разрушению. Это выражается в расширении разломных зон, увеличении расстояния между разломами и выполаживании их уступов. Предполагается, что серпентинизация может оказывать значительное влияние и на формирование и эволюцию сегментации COX [22].

Простое сравнение результатов экспериментальных серий между собой и ЮЗИХ не позволяет однозначно принять одно из предположений или оценить степень влияния этих двух факторов на образование трансформных разломов. Поэтому для оценки влияния глубины области аккумуляции расплава (температуры верхней мантии) на сегментацию ЮЗИХ был применен регрессионный анализ профилей температурного поля в экспериментах и поля аномалий Буге в природе.

Для экспериментальных данных значения аргумента функции аппроксимации для моделей с повышенным нагревом превышают аналогичные значения для моделей с нормальным нагревом на ~20%, тогда как для двух участков ЮЗИХ эти различия значительно больше и достигают ~55% (см. рис. 8, а, б).

Это свидетельствует о наличии влияния позиции магматического очага на сегментацию ЮЗИХ и, вероятно, других ультрамедленных хребтов. Значительно большие различия, выявленные между двумя частями ЮЗИХ в природных условиях, могут свидетельствовать о том, что влияние термической аномалии в крайней западной части хребта не только способствует формированию трансформных разломов, но и способствует их сохранению в тектонической структуре на протяжении длительного времени. Это становится возможным за счет сфокусированного мантийного апвеллинга в условиях повышенных температур верхней мантии и, как следствие, формирования более выраженной сегментации хребта.

В то же время, как для экспериментов, так и для ЮЗИХ характерны большие значения стандартного отклонения (~25–35% от значения аргумента "a" по формулам (4), (5)), что не позволяет однозначно интерпретировать полученные результаты. В обоих случаях средние значения выборок различаются на значения <10, имея значительный разброс значений аргумента "a" по профилям, что подтверждает значительную гетерогенность строения литосферы на спрединговом хребте. В случае с ЮЗИХ это может свидетельствовать о неоднородности в интенсивности плавления подлитосферной мантии, что, в том числе, может указывать на наличие предполагаемой эффективной сегментации.

Однако в экспериментальных данных эти значения отклоняются на большие величины, что может подтверждать то, что в природных условиях положение области аккумуляции расплава не является ключевым или единственным фактором, влияющим на формирование и развитие сегментации хребта. Возможно, в качестве другого важного фактора выступает серпентинизация.

Начало исчезновения трансформных разломов в пределах косого супер-сегмента относится к постепенному понижению скорости спрединга на ЮЗИХ около 20 млн лет назад, что привело к заглублению магматического очага, уменьшению величины прогрева и в конечном итоге могло привести к широкому распространению серпентинизации [20, 21, 47].

Наиболее поздним пассивным следом трансформного разлома является разломная зона Дингаан, с севера практически вплотную подходящая к современной рифтовой долине, что свидетельствует об исчезновении трансформного разлома при формировании современной структуры рифтовой долины ~2-3 млн лет назад [28]. С южной стороны рифтовой долины пассивный след отстоит несколько дальше, что показывает значительную асимметрию растяжения и возможной перестройке долины ЮЗИХ при изменении сегментации. В пределах ортогонального супер-сегмента наиболее молодые пассивные следы наблюдаются в восточной части, прослеживаясь до аномалии C13n (33.1 млн лет), при этом имеются и более древние структуры [28].





Рис. 7. Моделирование сегментации Юго-Западного Индийского хребта при повышенном нагреве *T* = 46°С (на примере эксперимента № 2767).

(а)-(б) – стадии эксперимента;

(а')–(б') – дешифрирование стадий эксперимента;

(в) – рельеф модели на завершающей стадии растяжения;

(г) – температурное поле поверхности модели на завершающей стадии эксперимента;

(д) – температурные (красным) и высотные (синим) линии профиля Б-Б'.

1 – модельная плита; 2 – новообразованная литосфера; 3 – активная ось спрединга;

4 — отмершие спрединговые оси; 5 — трансформные разломы; 6 — пассивные следы трансформных разломов; 7 — нетрансформные смещения

Эксперименты с нормальным прогревом						
Эксперимент	Количество профилей*	Количество профилей со значением R ² > 0.6	Среднее значение аргумента " <i>a</i> " **	Среднеквадратичное отклонение значения аргумента		
2741	13	8	1.46	0.32		
2771	21	16	1.81	0.42		
2775	15	14	1.90	0.50		
2778	20	20	1.56	0.51		
2781	17	17	1.68	0.23		
Всего	86	75	_	—		
Среднее	_	_	1.79	0.49		
Эксперименты с повышенным прогревом						
2721	7	7	2.21	0.65		
2755	14	9	2.16	0.75		
2759	14	10	2.13	0.44		
2763	18	18	2.21	0.32		
2767	15	10	2.01	0.92		
Всего	68	54		_		
Среднее	_	_	2.15	0.54		

Таблица 1. Параметры профилей температурного поля моделей со значениями $R^2 > 0.6$

Примечание. * – Профили, построенные для конечной стадии экспериментов по температурному полю; ** – аргумент "*a*" соответствует формуле (5).

Это свидетельствует о том, что перестройка сегментации ЮЗИХ является долговременным процессом и последовательно происходит на различных его участках, что соответствует современным представлениям о постепенном уменьшении скорости спрединга на хребте, начиная с 75–77 млн лет [14].

В настоящее время, вероятно, оба этих фактора — глубина области аккумуляции расплава (температуры верхней мантии) и серпентинизация являются сопряженными между собой, действуют совместно и вносят значительный вклад в формирование сегментации супер-сегментов, обеспечивая отсутствие трансформных разломов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрен сегмент ультрамедленного Юго-Западного Индийского спредингового хребта (ЮЗИХ), расположенный между системой разломных зон Дю Туа-Эндрю Бейн-Принс Эдуард и тройным сочленением Буве. Данный сегмент разделен на восточную и западную части. Восточная часть, расположенная между 9° в.д. и 25° в.д., развивается в отсутствии термической аномалии и отличается отсутствием трансформных разломов на протяжении 815 км, тогда как западная часть сегмента рассечена несколькими крупными разломами и находится под термическим влиянием плюма Буве.

Для объяснения необычного соответствия структурной сегментации хребта и его термического режима, нами были рассмотрены два предположения:

 первое предположение связывает отсутствие трансформных разломов в восточной части ЮЗИХ с более глубоким положением области аккумуляции расплава и зоны сфокусированного мантийного апвеллинга и, как следствие, широкой зоной прогрева;

 второе предположение объясняет ситуацию развитием процесса серпентинизации, наиболее интенсивно проявляющегося в условиях ультрамедленного спрединга и реологически ослабляющего литосферу.

Для оценки степени влияния температуры подлитосферной мантии на сегментацию Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) мы приме-



Рис. 8. Графики вариации значений аргумента моделей аппроксимации для ЮЗИХ и экспериментов с нормальным и повышенным нагревом.

(а) – Западная часть ЮЗИХ (под влиянием плюма Буве) и восточная часть ЮЗИХ (без влияния плюма Буве);

(б) – эксперименты с нормальным и повышенным прогревом.

На графиках отражены: средние значения (горизонтальные линии); 1-ый и 3-ий квартили выборок ("ящики" – белые прямоугольники); разность 1-го и сумма 3-го квартиля и 1.5 межквартильных расстояний ("усы" – вертикальные линии); данные за пределами 1.5 меж-квартильных расстояний (точка черным).

нили метод физического моделирования с последующим анализом структуры температурного поля разработанной модели и его сопоставлением с полем аномалии Буге западного участка ЮЗИХ. Данные физического моделирования не позволяют однозначно подтвердить представление о преобладающем влиянии глубины области аккумуляции расплава на сегментацию ЮЗИХ. Положение области аккумуляции расплава и серпентинизация могут являться факторами, влияющими на сегментацию хребта.

Данные факторы могли действовать сопряженно друг с другом, поскольку при уменьшении скорости спрединга происходит увеличение глубины области аккумуляции расплава, что приводит к постепенному уменьшению смещения трансформных разломов и их переходу в нетрансформные смещения. Другим результатом такого процесса является значительное уменьшение вулканической активности и повышение роли серпентинизации, что приводит к понижению прочности литосферы и второму этапу исчезновения трансформных разломов. Подтверждением этому является косой супер-сегмент:

скорость спрединга резко уменьшилась
~20 млн лет назад [20];

 серпентинизация начала активно распространяться ~8–9 млн лет назад [47]. Именно с этим процессом, полагаем, связано исчезновение трансформных разломов в этой части хребта.

Скорости спрединга, необходимые для перестройки сегментации СОХ, предположительно, находятся в диапазоне 12–20 мм/год. Уменьшение скоростей до этих значений сопровождается резким увеличением глубины области аккумуляции расплава [21]. Данные значения являются граничными для структурных изменений как на локальном уровне, так и на региональном уровнях, в том числе, для исчезновения трансформных разломов.

Участок ЮЗИХ	Количество профилей*	Количество профилей со значением R ² > 0.6	Среднее значение аргумента " <i>a</i> " **	Среднеквадратичное отклонение значения аргумента
0°30' з.д9°00' в.д.	9	6	53.91	17.07
9°00'-25°00' в.д.	32	30	34.54	9.88

Таблица 2. Параметры профилей аномалии Буге западной части Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) со значениями $R^2 > 0.6$

Примечание. * – Профили, построенные по полю аномалии Буге для Юго-Западного Индийского хребта; ** – аргумент "*a*" соответствует формуле (4).

Значительная ширина спрединговых ячеек и глубокое положение области аккумуляции расплава препятствуют формированию четко выраженной сегментации спрединговых хребтов. Мы полагаем, что аналогичные изменения могут быть прослежены и для других ультрамедленных спрединговых хребтов, развивающихся в отсутствии термических аномалий, таких как хребет Гаккеля и Срединно-Атлантический хребет к югу от трансформного разлома Чарли-Гиббс.

Благодарности. Авторы благодарят Ю.И. Галушкина (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за обсуждение материалов работы.

Авторы благодарны рецензентам С.Ю. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные советы и замечания, способствовавшие улучшению данной работы, и признательны редактору М.Н. Шуплецовой за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ им. М.В. Ломоносова № АААА-А16-116042010088-5.

Соблюдение научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Булычев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Зителлинни Н., Куликов Е.Ю., Лодоло Э., Лиджи М., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Шрейдер А.А. Спрединг восточной части Африкано-Антарктического хребта по данным детальных геомагнитных исследований в районе острова Буве // Океанология. 1998. Т. 38. № 3. С. 445–452.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // Физика Земли. 2010. № 5. С. 49–55.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.

- 4. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30. Doi: 10.7868/ S0016853X13030028
- 5. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–443.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П. Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2017. № 6. С. 44–54.
- 7. Крымский Р.Ш., Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Мигдисова Н.А. Особенности изотопного состава осмия базальтовых стекол западного окончания Юго-Западного Индийского хребта // ДАН. 2009. Том 428. № 1. С. 87–92.
- 8. *Пейве А.А.* Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.
- Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А., Иваненко А.Н., Патина И.С., Боголюбский В.А., Веклич И.А., Денисова А.П. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 48–74. Doi: 10.31857/S0016853X23010058
- 10. Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Связь поверхностных геолого-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмотомографии // Геотектоника. 2022. № 2. С. 3–20. Doi: 10.31857/ S0016853X22020060
- 11. Чупахина А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Рыжова Д.А., Булычев А.А. Физическое моделирование сегментации осевой зоны южного сегмента Срединно-Атлантического хребта // Вестн. ВГУ. Сер.: Геология. 2022. № 3. С. 89–98. Doi: 10.17308/ geology/1609-0691/2022/3/89-98
- 12. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
- Benediktsdóttir Á., Hey R., Martinez F., Höskuldsson Á. Detailed tectonic evolution of the Reykjanes Ridge during the past 15 Ma // Geochem., Geophys.,

Geosyst. (G³). 2012. Vol. 13. No. 2. P. 2428–2455. Doi: 10.1029/2011GC003948

- Bernard A., Munchy M., Rotstein Y., Sauter D. Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 162. P. 765–778. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02672.x
- Bickert M., Cannat M., Tommasi A., Jammes S., Lavier L. Strain localization in the root of detachment faults at a melt-starved mid-ocean ridge: A microstructural study of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge // Geochem., Geophys., Geosyst. (G³). 2021. Vol. 22. Art. e2020GC009434. Doi: 10.1029/2020GC009434
- Cannat M., Sauter D., Escartín J., Lavier L., Picazo S. Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 288. P. 174–183. Doi: 10.1016/j. epsl.2009.09.020
- Corti G. Evolution and characteristics of continental rifting: Analogue modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System // Tectonophysics. 2012. Vol. 522–523. P. 1–33. Doi: 10.1016/j.tecto.2011.06.010
- Dantas C., Ceuleneer G., Gregoire M., Puthon M., Freydier R., Warren J., Dick H.J.B. Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9-16°E: Cumulates from incremental melt fractions produced at the top of a cold melting regime // J. Petrol. 2007. Vol. 48. No. 4. P. 647–660. Doi: 10.1093/ petrology/egl076
- 19. *Davis J.K.* The breakup of East Gondwana: insights from plate modeling, basin analysis, and numerical experiments. PhD Thesis, (The University of Texas at Austin, Austin, USA. 2017). 166 p.
- DeMets C., Merkouriev S., Sauter D. High-resolution estimates of Southwest Indian Ridge plate motions, 20 Ma to Present // Geophys. J. Int. 2015. Vol. 203. P. 1495– 1527. Doi: 10.1093/gji/ggv366
- Dick H.J.B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 405–412. Doi: 10.1038/nature02128
- 22. Escartín J., Hirth G., Evans B. Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 151. P. 181–189. Doi: 10.1016/S0012-821X(97)81847-X
- 23. Graham Baines A., Cheadle M.J., Dick H.J.B., Scheirer A.H., John B.E., Kusznir N.J., Matsumoto T. Mechanism for generating the anomalous uplift of oceanic core complexes: Atlantis Bank, southwest Indian Ridge // Geology. 2003. Vol. 31. No. 12. P. 1105–1108. Doi: 10.1130/G19829.1
- 24. Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J. A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15°30'E to 25°E) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 161. P. 243–253. Doi: 10.1016/S0012-821X(98)00154-X
- Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J., Murphy S. Southwest Indian Ridge 15°E–35°E:

A geophysical investigation of an ultra-slow spreading Mid-Ocean Ridge system. – In: International Ridge News. – Ed. by A. Adamczewska, M. Kaczmarz (Fall Winter, Estorial, Portugal. 1996. Vol. 5. Is. 1). P. 7-12.

- 26. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas eupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East // J. Petrol. 1983. Vol. 24. Part 3. P. 267–318. Doi: 10.1093/petrology/24.3.267
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Gilod D., Peyve A.A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet triple junction in the South Atlantic: Geology and evolution // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. No. B12. P. 29365– 29385. Doi: 10.1029/1999JB900192
- 28. Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3 / NOAA National Centers for Environmental Information. Available from: https://www.ncei.noaa. gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov. noaa.ngdc.mgg.geophysical_models:EMAG2_V3 (Last Accessed 01.10.2022). Doi: 10.7289/V5H70CVX
- 29. Montési L.G.J., Behn M.D., Hebert L.B., Lin J., Barry J.L. Controls on melt migration and extraction at the ultraslow Southwest Indian Ridge 10°–16°E // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. Art. B10102. Doi:10.1029/ 2011JB008259
- O'Connor J.M., Jokat W., le Roex A.P., Class C., Wijbrans R., Kuiper K.F., Nebel O. Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes // Nature Geosci. 2012. Vol. 5. P. 735–738. Doi: 10.1038/ngeo1583
- Parker R.L., Oldenburg D. Thermal model of oceanic ridges // Nature Phys. Sci. 1973. Vol. 242. Is. 122. P. 137–139. Doi: 10.1038/physci242137a0
- 32. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R. Global multi-resolution topography (GMRT) synthesis data set // Geochem., Geophys., Geosyst. (G³). 2009. Vol. 10. Art. Q03014. Doi: 10.1029/2008GC002332
- 33. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346. No. 6205. P. 65–67. Doi: 10.1126/science.1258213
- 34. Sauter D., Cannat M. The ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. – In: Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges. – Ed. by P.A. Rona et al., (Geophys. Monogr. Ser. Vol. 188., Washington, DC, USA, 2010.). P. 153–173. Doi: 10.1029/2008GM00843
- 35. Sauter D., Cannat M., Rouméjon S., Andreani M., Birot D., Bronner A., Brunelli D., Carlut J., Delacour A., Guyader V., MacLeod C.J., Manatschal G., Mendel V., Ménez B., Pasini V., Ruellan E., Searl R. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // Nature Geosci. 2013. Vol. 6. P. 314–320. Doi: 10.1038/ngeo1771

- 36. Schimschal C.M., Jokat W. The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // Gondwana Research. 2019. Vol. 68. P. 108–115. Doi: 10.1016/j. gr.2018.11.011
- Schmid F., Schlindwein V. Microearthquake activity, lithospheric structure, and deformation modes at an amagmatic ultraslow spreading Southwest Indian Ridge segment // Geochem., Geophys., Geosyst. (G³). 2016. Vol. 17. Is. 7. P. 2905–2921. Doi: 10.1002/2016GC006271
- 38. Sclater J.G., Christie P.A.F. Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. Is. B7. P. 3711–3739. Doi: 10.1029/ JB085iB07p03711
- 39. Shemenda A.I., Grokholsky A.L. A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 389–404. Doi: 10.1016/0040-1951(91)90180-Z
- Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 9137–9153. Doi: 10.1029/93JB02995
- 41. Standish J.J., Dick H.J.B., Michael P.J., Melson W.G., O'Hearn T. MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9–25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source // Geochem., Geophys. Geosyst. (G³). 2008. Vol. 9. Is. 5. Doi: 10.1029/2008GC001959
- Standish J.J., Sims K.W.W. Young off-axis volcanism along the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge // Nature Geosci. 2010. Vol. 3. P. 286–292. Doi: 10.1038/ NGEO824
- 43. Thompson J.O., Moulin M., Aslanian D., de Clarens P., Guillocheau F. New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // Earth-

Sci. Rev. 2019. Vol. 191. P. 26–56. Doi: 10.1016/j. earscirev.2019.01.018

- Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. Ed. by D.L. Turcotte, G. Schubert, (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 2002. 2nd edn.). 438 p.
- 45. Wright T.J., Sigmundsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land // Nature Geosci. 2012. Vol. 5. P. 242–250. Doi: 10.1038/ngeo1428
- 46. Yoshii T. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25. Is. 3. P. 305–312. Doi: 10.1016/0012-821X(75)90246-0
- Yu X., Dick H.J.B. Plate-driven micro-hotspots and the evolution of the Dragon Flag melting anomaly, Southwest Indian Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 2020. Vol. 531. Art. 116002. Doi: 10.1016/j.epsl.2019.116002
- 48. Yu X., Dick H., Li X.H., You C.F., Hui D.Y., Hang H. The geotectonic features of the Southwest Indian Ridge and its geodynamic implications // Chin. J. Geophys. 2020. Vol. 63. No. 10. P. 3585–3603. Doi: 10.6038/ cjg2020N0230
- Zhou F., Dyment J., Tao C., Wu T. Magmatism at oceanic core complexes on the ultraslow Southwest Indian Ridge: Insights from near-seafloor magnetics // Geology. 2022. Vol. 50. No. 6. P. 726–730. Doi: 10.1130/G49771.1
- 50. InfiCam. URI: https://gitlab.com/netman69/inficam. Accessed September, 2024.
- ArcGIS 10.5. URL: https://www.esri.com/en-us/arcgis/ products/arcgis-desktop/resources. Accessed September, 2024.
- GeoSetter. URL: https://geosetter.de/en/main-en/. Accessed September, 2024.
- 53. Agisoft Metashape. URL: https://www.agisoft.com/. Accessed September, 2024.

Transform Faults and Non-Transform Discontinuities of the Western South-West Indian Ridge: Experimental Modeling

V. A. Bogoliubskii^{a, b, *}, E. P. Dubinin^{a, b}, A. L. Grokholsky^a

^aLomonosov Moscow State University – The Earth Science Museum, bld. 1, Leninskiye Gory, 119991 Moscow, Russia ^bLomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, bld. 1, Leninskiye Gory, 119991 Moscow, Russia *e-mail: bogolubskiyv@gmail.com

The article considers the segment of the Southwest Indian Ridge located between the Du Toit–Andrew Bain–Prince Edward fault zone system and the Bouvet triple junction. Two areas are distinguished within its boundaries, which differ in the structure of the seafloor topography and in their development. In the eastern area (from $9^{\circ}E$ to $25^{\circ} E$) there are no transform faults and significant thermal anomalies in the mantle. The western section of the studied part of the ridge (from the Bouvet Triple Junction to $9^{\circ} E$) is dissected by several large transform faults and develops under the noticeable influence of the thermal anomaly of the Bouvet plume. Such a relationship between the segmentation of the seafloor topography and thermal anomalies of the mantle is atypical for areas of slow and ultra-slow spreading. Here the ridges are cut by transform faults, in areas with a noticeable thermal influence of mantle thermal anomalies these faults disappear. We carried out physical modeling and analysis of temperature field profiles in the constructed model to assess the influence of the melt accumulation depth on the segmentation of the Southwest Indian Ridge. We found that the melt accumulation depth has a noticeable effect on the segmentation of the midocean ridge (MOR) bathymetry, but this is not the only main influencing factor. The segmentation of the MOR can be affected by the serpentinization process as well. A decrease in the spreading rate is accompanied

БОГОЛЮБСКИЙ и др.

by an increase in the depth of the magma chamber, or the area of the focused mantle upwelling. This leads to widespread serpentinization at the extension axis due to relatively low-intensity magmatism and high fracturing of rocks and, as a consequence, to the reorganization of the structural segmentation of the ridge due to the disappearance of transform faults with a decrease in the lithosphere strength. The combined effect of the depth of the melt accumulation and serpentinization on the section of the Southwest Indian Ridge, where there was no significant thermal anomaly in the mantle, could lead not only to the disappearance of transform faults, but also to maintain this state for a long period of time. In the western part of the study area of the Southwest Indian Ridge, which is under the influence of the mantle thermal anomaly, the conditions for serpentinization were less suitable, so transform faults are well developed here.

Keywords: structural segmentation, mantle plumes, serpentinization, ultra-slow spreading, oblique spreading, Bouguer anomaly, Bouvet triple junction, Bouvet plume, physical modeling, Southwest Indian Ridge