

ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ АМЕРИКАНО-АНТАРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

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

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Музей землеведения, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: bogolubskiy@gmail.com

Поступила в редакцию 13.09.2024 г.

После доработки 24.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Американо-Антарктический хребет, протягивающийся от тройного соединения Буве до Южно-Сандвичевой зоны субдукции, нарушен хорошо выраженным трансформными разломами, чья суммарная длина превышает общую длину спрединговых сегментов. Такая структура сформировалась как результат изменения направления растяжения при перестройке зоны субдукции около 20 млн лет назад. На основании физического моделирования были воспроизведены условия и процесс формирования современного структурного плана Американо-Антарктического хребта. В эксперименте косые спрединговые сегменты стали в ходе локальных перескоков переходить в ортогональные, тогда как поперечные нарушения увеличивали свою длину за счет косых сегментов и слияния нескольких поперечных нарушений. Вероятно, аналогичные перестройки наблюдались и при формировании современной структуры Американо-Антарктического хребта. В западной части хребта переход косых сегментов в субортогональные к настоящему моменту уже завершился, тогда как в восточной части в структуре сохраняются как косые, так и субортогональные сегменты, что связано с влиянием термических аномалий плюмов Шона и Буве. Таким образом, в настоящее время в восточной части продолжаются трансформации как спрединговых структур, так и поперечных нарушений, тогда как в западной части структурный план стабилен.

Ключевые слова: косой спрединг, трансформные разломы, физическое моделирование, нетрансформные смещения, мантийные плюмы

DOI: 10.31857/S0030157425040132

ВВЕДЕНИЕ

Американо-Антарктический хребет (ААХ) является одним из наименее исследованных спрединговых хребтов: для него отсутствуют детальные батиметрические и геофизические съемки и имеются лишь отдельные драгировки [26]. Это значительно усложняет исследование его тектонического строения и эволюции. Существующие работы по хребту сводятся к ранним описаниям на мало детальных батиметрических съемках 1980-х гг. [13, 25], единичным исследованиям геохимических вариаций базальтов [8, 26], а также анализу строения литосферы региона и его генеральной эволюции на основе данных глобальных гравиметрических [2, 3] и магнитных моделей [36]. Детальные исследования существуют лишь для небольшой крайней северо-восточной части хребта [10, 27].

ААХ развивается в условиях ультрамедленного спрединга (~18–19.5 мм/год) [16]. Он состоит из преимущественно косых по отношению к направлению растяжения сегментов с разной степенью наклона (от 40–45 до 70°). Характерной особенностью хребта является наличие длинных трансформных разломов (ТР), разделяющих короткие спрединговые сегменты. Наиболее крупным разломом является ТР Буллард длиной 540 км, что ставит его в ряд крупнейших подобных структур в Мировом океане. На юге Южно-Сандвичевым ТР длиной 360 км хребет соединяется с одноименной зоной субдукции. Спрединговые сегменты в западной и восточной частях ААХ имеют разное строение, различаясь по степени своего наклона, расчлененности по поперечными нарушениями, а также морфоструктурному облику.

Столь необычное строение хребта поднимает вопрос о происхождении и эволюции его структуры. Вероятно, подобный структурный план стал возможен в результате расположения ААХ (по общему простиранию) практически на эйлеровой широте полюса вращения Южно-Американской и Антарктической литосферных плит [25]. Другим фактором выступает связующая роль Американо-Антарктического хребта для дивергентной границы Срединно-Атлантического и Юго-Западного Индийского хребтов и Южно-Сандвичевой зоны субдукции [6]. Тем не менее, условия и процесс формирования и развития современной структуры ААХ остаются не до конца ясными. Еще одним подобным примером является Чилийский хребет, располагающийся на эйлеровом экваторе полюса вращения литосферных плит Наска и Антарктической и соединяющий Восточно-Тихоокеанское поднятие с Андийской зоной субдукции [42].

Целью данной работы является воспроизведение условий формирования современной структуры Американо-Антарктического хребта и ее развития при изменении направления растяжения с помощью физического моделирования.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АМЕРИКАНО- АНТАРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Американо-Антарктический хребет протягивается от тройного соединения Буве до южной оконечности Южно-Сандвичевой зоны субдукции. Общая длина хребта составляет около 1500 км [13, 25]. Хребет рассечен тремя крупными трансформными разломами (Конрад, Буллард и Южно-Сандвичев) и несколькими более мелкими трансформными разломами и нетрансформными смещениями. Причем суммарная длина трансформных разломов превышает общую длину спрединговых сегментов (рисунки 1, 2) [36].

Восточная часть ААХ (до ТР Буллард) по своему строению значительно отличается от западной. Она включает в себя как сильно косые сегменты (до 46° относительно направления растяжения), так и субортогональные (70° к направлению растяжения). Длина первых варьирует от 55 до 80 км [7]. Их ширина составляет 20–25 км, а глубина – 1200–1500 м. В днище отмечаются небольшие субортогональные растяжению вулканические центры. В целом же, по косым сегментам происходит преимущественно амагматическое растяжение (рис. 1, 2) [25].

Менее косые к направлению растяжения сегменты имеют длину от 35 до 70 км и обладают V-образной рифтовой долиной. Ее ширина в центральной части сегментов не превышает 22–23 км, иногда сужаясь до 13–15 км, а их глубина варьирует от 1000 до 1200 м. По имеющимся батиметрическим данным осевых вулканических хребтов в пределах рифтовых долин не наблюдается (рис. 1, 2).

Рифтовые горы вытянуты перпендикулярно простиранию субортогональных спрединговых сегментов. Причем они имеют большую высоту, достигая превышения 1500 м, тогда как рифтовые горы косых сегментов в высоту не превышают 700–800 м (рис. 2а).

Друг от друга сегменты отделяются нетрансформными смещениями. В рельефе они выражены в виде изометричных, реже вытянутых впадин. На флангах структуры представлены вытянутыми перпендикулярно простиранию рифтовой долины впадинами шириной около 25–30 км и глубиной от 500 до 1100 м (рис. 1, 2) [10, 27].

В северной части хребет рассечен ТР Конрад, составлявшим вместе с ТР Буве в период 25–10 млн лет назад тройное соединение Буве. В настоящее время длина его активной части составляет 190 км (рис. 2а, в).

В центральной части хребта располагается ТР Буллард, разделяющий западную и восточную части ААХ. На всем протяжении ТР Буллард отчетливо прослеживается трансформная долина, достигающая наибольшей ширины в центральной части – до 35 км. Максимальные глубины до 6950 м наблюдаются в центральной части разлома. В западной части прослеживается медианный хребет, а по обоим бортам прослеживаются приразломные хребты. Обе зоны сочленения со спрединговыми сегментами хорошо выражены в рельефе и представлены нодальными впадинами и невысокими поднятиями внутреннего угла (рис. 2а, в).

К западу от ТР Буллард хребет в меньшей степени рассечен трансформными разломами: присутствует лишь один крупный разлом – ТР Вулкан (59° ю.ш.) (рис. 2в), смещающий рифтовую долину на 95 км, а также еще один меньших размеров (60°20' ю.ш.). Рифтовая долина имеет ширину около 25–30 км. Ее днище погружено относительно бортов на величину 1200–1500 м и занято рядом эшелонированных осевых вулканических хребтов, наиболее отчетливо выраженных к югу от ТР Вулкан. Длина хребтов составляет 15–20 км, а величина перекрытия между ними

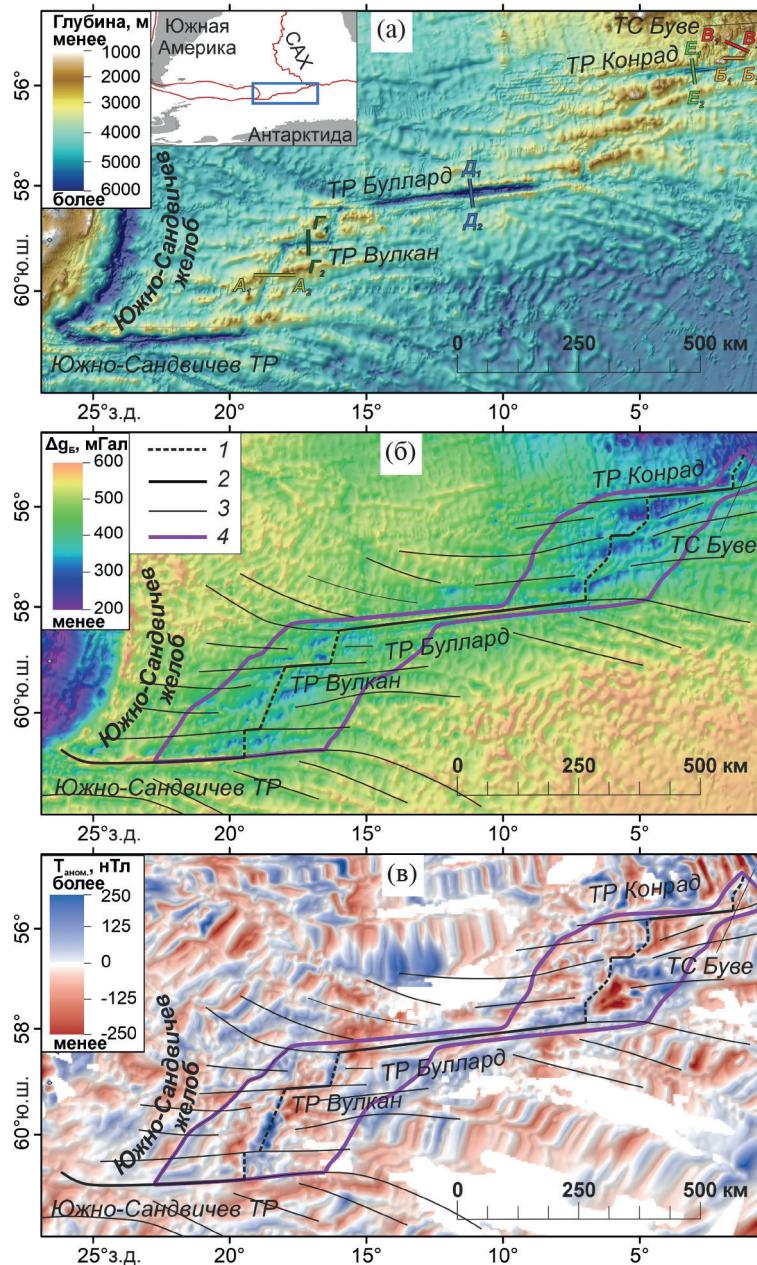


Рис. 1. Основные структурные элементы Америко-Антарктического хребта на картах: а) батиметрической [34], б) аномалий Буге [35], в) аномального магнитного поля [31]. Буквами отмечены батиметрические профили, размещенные на рис. 2б, в. Условные обозначения: 1 – ось спрединга, 2 – трансформные разломы, 3 – пассивные следы трансформных разломов и других поперечных нарушений, 4 – граница литосферы, сформированной на ААХ после хрома Сбл. Аббревиатуры: ТР – трансформный разлом, ТС – тройное соединение.

достигает 5 км при высоте 200–400 м над днищем рифтовой долины. Друг от друга осевые вулканические хребты отделены впадинами нетрансформных смещений (НТС). Величина смещения по НТС редко превышает 10 км (рис. 2а, б).

Рифтовые горы западной части ААХ отличаются неоднородностью. Наибольшую высоту они имеют в створе осевых вулканических хребтов, где они выражены в виде вытянутых гряд с различным по отношению к рифтовой долине

простираением, тогда как в створе НТС они представляют собой чередующиеся субизометричные и вытянутые холмы и впадины. Высота рифтовых гор на флангах вулканических сегментов варьируется от 1800 до 2200 м, а на флангах НТС – в пределах 1000–1500 м (рис. 1).

На юге ААХ соединяется с южной оконечностью Южно-Сандвичевой зоны субдукции Южно-Сандвичевым трансформным разломом длиной 350 км (рис. 2).

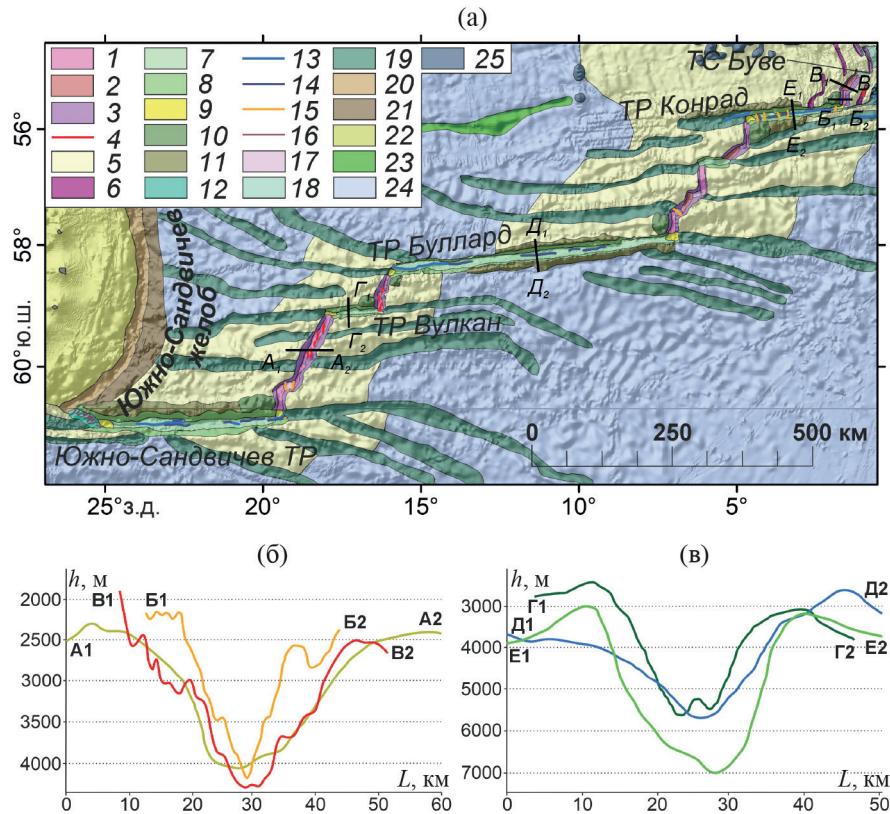


Рис. 2. Морфоструктурная карта Американо-Антарктического хребта (а), батиметрические профили через различные спрединговые сегменты (б) и трансформные разломы (в). Показаны батиметрические профили рифтовой долины в западной части ААХ (А1–А2), ортогонального (Б1–Б2) и косого (В1–В2) сегментов восточной части ААХ; трансформных разломов: Вулкан (Г1–Г2), Буллард (Д1–Д2), Конрад (Е1–Е2). Условные обозначения. Срединно-океанические хребты: 1 – рифтовые долины ортогональных сегментов, 2 – рифтовые долины косых сегментов, 3 – борта рифтовых долин, 4 – осевые вулканические хребты, 5 – рифтовые горы и фланги СОХ, 6 – отмершие рифтовые долины. Поперечные нарушения оси спрединга: 7 – трансформные долины, 8 – борта трансформных долин, 9 – нодальные бассейны, 10 – внутриокеанические комплексы, 11 – приразломные хребты, 12 – область сочленения ТР и глубоководного желоба, 13 – медианные хребты, 14 – внутренние долины ТР, 15 – поперечные поднятия в трансформных разломах, 16 – поперечные хребты в области сочленения ТР и желоба, 17 – нетрансформные смещения, 18 – зоны рассеянных сдвиговых деформаций, 19 – пассивные следы поперечных нарушений. Зона субдукции: 20 – глубоководный желоб, 21 – склон глубоководного желоба, 22 – островная дуга. Прочие структуры: 23 – шовные зоны, разделяющие разновозрастные блоки литосферы различных СОХ, 24 – глубоководные котловины, 25 – подводные горы. Аббревиатуры: ТР – трансформный разлом, ТС – тройное соединение. Батиметрические данные [34].

Кора ААХ по большей части сложена базальтами, что позволяет предполагать развитие нормального разреза океанической коры [8, 26]. Лишь в пределах поднятий внутреннего угла трансформных разломов Буллард и Вулкан были драгированы ультраосновные породы. К востоку от ТР Буллард широкое распространение имеют как N-MORB, так и E-MORB и переходные разности, тогда как к западу от него доля обогащенных базальтов резко уменьшается, что связано с уменьшением влияния плюма Буве [26]. Аналогичные выводы были получены и в ходе плотностного моделирования [2, 3].

Свидетельства о наиболее ранних проявлениях спрединга в данном регионе являются противоречивыми: датировки начала раскола континентальной литосферы и образования спредингового

хребта моря Уэдделла варьируют от ~165–160 млн лет [17, 20] до ~130 млн лет [28]. Имеются и промежуточные оценки возраста [21–24, 33 и др.]. При этом, надежной идентификации аномалий, предшествовавших М0, не существует по причине ультрамедленных скоростей спрединга, а также, по-видимому, слабого магматизма. Свою роль сыграли и возможные перестройки спредингового центра с изменением направления растяжения на субмеридиональное с последующей обратной перестройкой и формированием Американо-Антарктического хребта около 130 млн лет назад (М10) [21].

Около 119 млн лет назад на хребте появляются отчетливо различаемые в магнитных аномалиях трансформные разломы. Крупные перестройки структурного плана хребта, связанные

с изменением рисунка поперечных нарушений, направления и скорости растяжения, происходили еще несколько раз. Наиболее значимые события отмечаются ~ 93 [28], ~ 65 и ~ 50 млн лет назад [30]. В каждом случае изменения структурного плана связаны не только с общими региональными тектоническими перестройками, но и изменениями в строении зоны Южно-Сандвичевой субдукции (и предшествовавших ей зон Рокас Верде и Эндыюранс), которая по мере развития постепенно смещалась на восток [43], вероятно, ставясь со спрединговым хребтом.

Последние значительные изменения на хребте фиксируются 20.1 млн лет назад (C6n), после чего направление растяжения на хребте изменилось на $\sim 30^\circ$ против часовой стрелки, что привело к перестройке структурного плана хребта [36]. Это сопровождалось столкновением спредингового сегмента с южной частью зоны субдукции около 19–20 млн лет назад [13, 43], что привело к резкому уменьшению длины ААХ: ранее он мог протягиваться до Южно-Оркнейского плато [30]. На более древней литосфере прослеживаются следы большого количества коротких поперечных нарушений, расстояние между которыми составляло 40–50 км. Тогда как после этого, за 3–5 млн лет [36] сформировалась современная структура хребта, представленная более длинными трансформными разломами и косыми спрединговыми сегментами с небольшими, вероятно, часто унаследованными нетрансформными смещениями [14]. Некоторые трансформные разломы, например, ТР Буллард, включили в свой состав несколько коротких поперечных нарушений, что определило их сложное внутреннее строение. В настоящее время в наиболее удаленных от спрединговых осей участках океанической коры, прилегающей к трансформному разлому, до сих пор прослеживаются пассивные следы прекративших существование трансформных разломов, расположенных под углом $\sim 30^\circ$ к простирианию трансформной долины (рис. 1в) [29, 36].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Метод физического моделирования используется в настоящей статье с целью изучения условий формирования современной структуры ААХ. Исследование проводилось в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием установки, включавшей текстолитовую ванну, поршень и систему внутреннего нагрева.

Модельное вещество, используемое при моделировании, обладает упруго-вязко-пластичными

свойствами. Перед началом эксперимента вещество нагревается до однородного жидкого состояния, после чего охлаждается сверху вентилятором до образования однородной корочки, застывшей на поверхности, воспроизводящей литосферу. После формирования модельной литосфера начинается процесс ее растяжения с постоянной скоростью за счет движения поршня, соединенного с электродвигателем. В процессе растяжения формируется новая модельная литосфера (рис. 3).

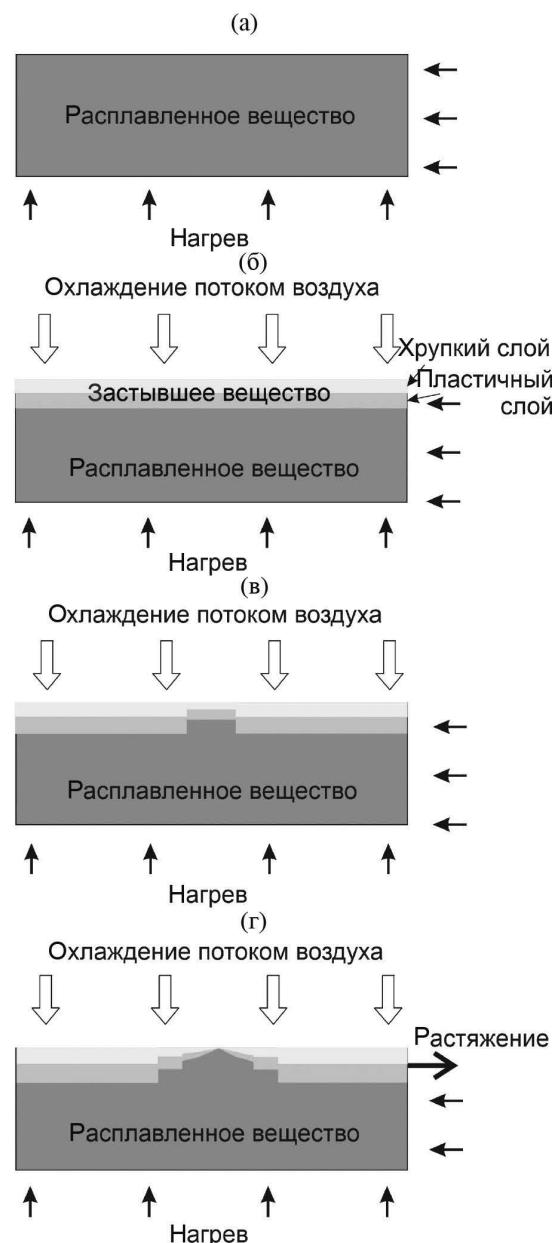


Рис. 3. Схема эксперимента: а) плавление вещества до достижения однородного состояния, б) застывание верхнего слоя модельного вещества за счет его охлаждения сверху, формирование хрупкого и пластичного слоев, в) вырез ослабленной зоны и ее последующее застывание, г) растяжение с образованием новой модельной литосфера.

Модельное вещество представляет собой смесь минеральных масел и твердых углеводородов с добавлением поверхностно активных веществ. Верхний слой модельной литосферы обладает хрупкими свойствами, а нижний – пластичными. 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 природному аналогу:

$$\frac{\tau_s}{\rho g H} = \text{const},$$

где τ_s – предел текучести модельного вещества на сдвиг, ρ – его плотность и H – толщина хрупкого слоя модельной литосферы [11, 39].

Как природный спрединг, так и растяжение в эксперименте можно рассматривать в качестве полупространства, остивающего с поверхности от некоторого нагретого состояния. Исходя из этого, в обоих случаях распределение температуры с глубиной подчиняется модели остивающего полупространства. Распределение глубин, значений теплового потока и аномалии Буге, таким образом, имеет корневую зависимость от времени растяжения, что позволяет сопоставлять термические характеристики модели с аномалией Буге в случае природного спрединга.

Перед началом растяжения в подготовленной модельной литосфере создаются один или несколько разрезов или ослабленных зон, воспроизводящих общую геометрию моделируемых структур. Более детально установка для моделирования, материалы, начальные и граничные условия, а также некоторые из результатов описаны в ряде предшествующих публикаций [1, 4, 5, 38, 39 и др.].

С целью сравнения результатов моделирования на конечной стадии эксперимента с природными структурами была построена цифровая модель рельефа (ЦМР) и проведена визуализация термического поля модели.

Для получения ЦМР после завершения эксперимента проводилась детальная съемка поверхности модели при однородном боковом освещении. Обработка снимков и определение трехмерных пространственных координат осуществлялись с применением программы Agisoft Metashape. В качестве входных данных в программе использовались 20–30 фотоснимков различных частей экспериментальной модели, сделанных с перекрытием 60–90%. Данный подход обеспечивал горизонтальное разрешение раstra от 0.05 до 0.2 мм и вертикальное – не менее 0.1 мм.

Визуализация термического поля модели производилась с использованием тепловизора InfRay T3S с разрешением матрицы 384×288 пикселей, углом обзора $56 \times 42^\circ$ и фокальным расстоянием 13 мм. Съемка тепловизором осуществлялась в дальнем инфракрасном диапазоне. Термическая восприимчивость прибора составляет 0.07°C , что позволяет уловить минимальные колебания теплового поля модели, точность измерений составляет около 3°C . Для повышения точности прибора максимальные значения температурного поля, наблюдающиеся в осевой зоне растяжения, привязывались к стандартной температуре вещества (43°C), что позволяло достичь оценочной точности прибора в 0.2 – 0.3°C .

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изначальная конфигурация модели (рис. 4) были задана в виде ослабленной зоны, простирающейся под углом 30° к направлению растяжения, воспроизводя общее простирание спредингового хребта относительно направления растяжения. В верхней части она соединялась с другой ослабленной зоной, наклоненной под углом 70° к направлению растяжения, имитирующей

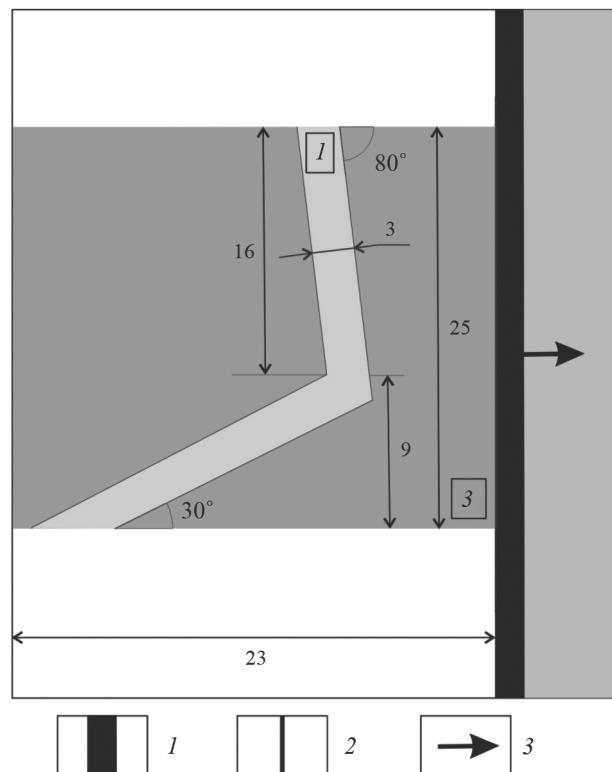


Рис. 4. Схема конфигурации ослабленной зоны и параметры эксперимента. 1 – поршень установки; 2 – ослабленная зона; 3 – направление растяжения. Линейные размеры указаны в см, мощность хрупкого слоя – в прямоугольных рамках, в мм.

южную часть Срединно-Атлантического хребта. Юго-Западно-Индийский хребет в модели не был воспроизведен. Скорость растяжения была постоянной на протяжении всего эксперимента и составляла 1.15×10^{-5} м/с, что примерно соответствует 20 мм/год в природных условиях. Основными изменяемыми параметрами в модели выступили ширина ослабленной зоны и толщина модельной литосферы в ней. Ширина ослабленной зоны изменялась от 2 до 5 см при оптимальных значениях 5 см. Толщина модельной литосферы варьировала от 0.5 до 1.5 мм при оптимальных значениях 1 мм. Столь малые значения толщины обусловлены влиянием горячих точек Буве и Шона на литосферу ААХ, что наиболее отчетливо проявляется в северной части хребта.

В ходе растяжения ослабленная зона модельного хребта была расколота субпараллельной ее простиранию трещиной, сформировавшей косой рифт (рис. 5а, г, ж). На ранних стадиях растяжение было полностью косым, а модельный хребет был рассечен небольшим количеством нетрансформных смещений. Постепенно некоторые нетрансформные смещения, преимущественно приуроченные к изгибам изначальной трещины, стали выстраиваться субпараллельно направлению растяжения, увеличивая свою длину и формируя протяженные транстенсивные разломные зоны, соединяющие косые спрединговые сегменты.

На следующем этапе (рис. 5б, д, и) разломные зоны постепенно становились более параллельными направлению растяжения, что сопровождалось постепенным переходом косых спрединговых сегментов в ортогональные при локальных перескоках оси спрединга. При этом, границы косых и ортогональных сегментов проходили по ранее сформированным нетрансформным смещениям. Особенностью данного перехода также являлось образование валов на модельном хребте, что также говорит об увеличении эффективных скоростей спрединга в пределах данных сегментов. Процесс также сопровождался изменением рисунка поперечных нарушений: часть из них, более коротких, перешла в нетрансформные смещения, другие, напротив, увеличили свою протяженность, что отражает сходство с вышеописанным структурным планом ААХ. Заметными являются и изменения в рельефе и термической структуре модели: при переходе косых сегментов в ортогональные уменьшаются ширина и глубина рифтовой долины, а область повышенных температур локализуется в более узком участке (рис. 5м).

На заключительной стадии эксперимента (рис. 5в, е, к–м) в структуре сохранились лишь наиболее длинные трансформные разломы, выстроившиеся субпараллельно направлению растяжения. Спрединговые сегменты стали ортогональными, сохранился лишь небольшой участок косого спрединга.

ОБСУЖДЕНИЕ

Построенная модель формирования современной структуры ААХ показывает, что главным фактором, обусловившим переход от коротких спрединговых сегментов и коротких трансформных разломов к современному структурному рисунку, является именно изменение направления растяжения. Однако, этот процесс происходил постепенно, в несколько стадий. На первой стадии (рис. 6а) произошло изменение направления растяжения, что, прежде всего, проявилось в изменении простирания пассивных следов поперечных нарушений оси спрединга.

Следующая стадия знаменовалась изменением механизма аккреции на спрединговых сегментах: в рельефе модели это выразилось в виде перехода от глубокой рифтовой долины, характерной для косого растяжения, к широким аккреционным валам, которые присущи ортогональному спредингу (рис. 5в, л, м). Применительно к ААХ данный процесс можно интерпретировать как переход от косых сегментов с преимущественно амагматическим растяжением к субортогональным сегментам с отчетливо выраженным осевыми вулканическими хребтами (рис. 6б). При этом в эксперименте данный процесс был обусловлен локальными перескоками оси растяжения. В действительности они также могли выступать в качестве причины изменения механизма аккреции: отмершие участки рифтовых долин прослеживаются в районе тройного сочленения Буве [27, 32].

В настоящее время в пределах ААХ преобладает субортогональное растяжение. Сегменты с наклоном 45–60° относительно направления растяжения составляют его незначительную протяженность. Они наблюдаются лишь в восточной части хребта (к востоку от ТР Буллард), тогда как в западной части встречаются исключительно субортогональные сегменты, что несколько отличается от эксперимента, где переход от косого растяжения к субортогональному был единовременным во всех частях модели (рис. 5б, д, и).

Подобные различия могут быть объяснены расположением восточной части хребта в области влияния мантийных плумов Шона и Буве.

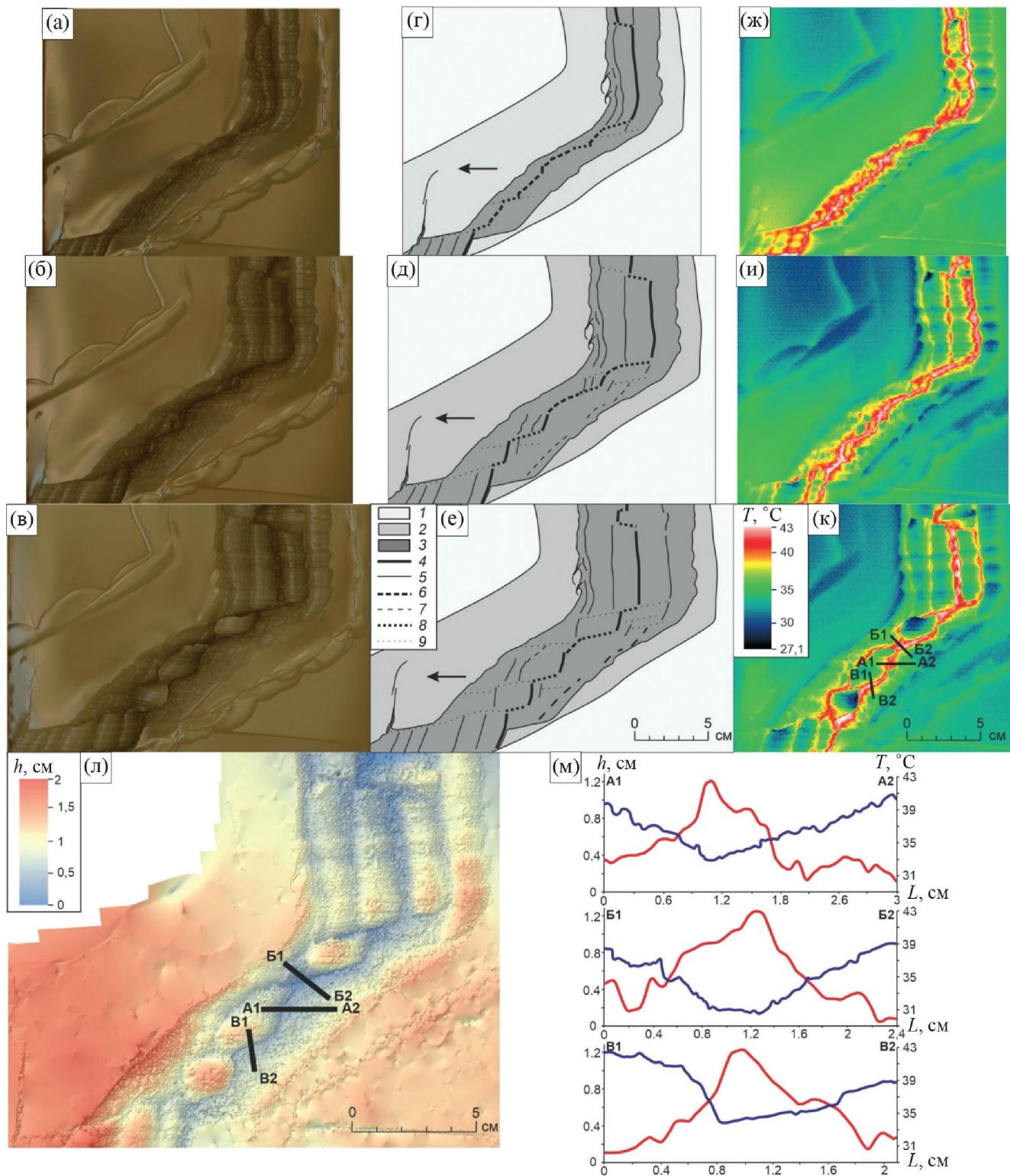


Рис. 5. Эксп. 2783. Моделирование сегментации ААХ. а–в) стадии эксперимента, г–е) дешифрирование стадий эксперимента, ж–к) температурное поле поверхности модели на завершающей стадии эксперимента, л) рельеф модели на завершающей стадии эксперимента, м) температурные (красным) и высотные (синим) профили по линиям на изображениях к–л. А1–А2 – поперечный профиль через ортогональный сегмент, Б1–Б2 – поперечный профиль через косой сегмент, В1–В2 – поперечный профиль через трансформный разлом. Условные обозначения: 1 – модельная плита, 2 – ослабленная зона, 3 – новообразованная литосфера, 4 – активная ось спрединга, 5 – отмершие спрединговые оси, 6 – косые спрединговые оси, 7 – трансформные разломы, 8 – пассивные следы трансформных разломов, 9 – нетрансформные смещения.

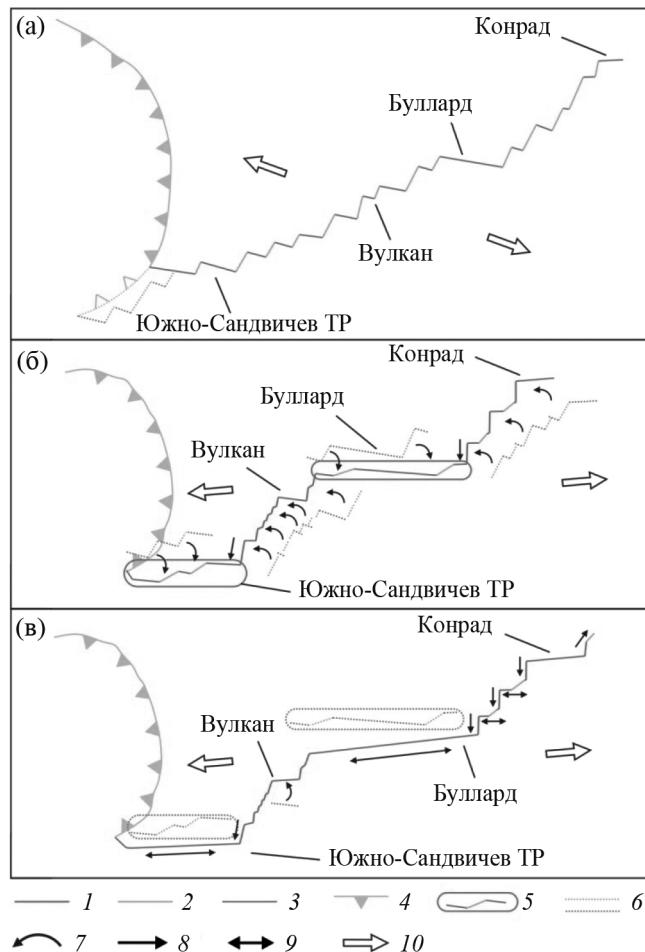


Рис. 6. Схема структурных преобразований спрединговых сегментов и поперечных нарушений ААХ: структура хребта к началу изменения направления растяжения (а), на стадии активного преобразования спрединговых сегментов и поперечных нарушений (б), при завершении активных структурных перестроек (в). Конфигурация хребта построена на основе данных магнитных аномалий (EMAG2v3, [31]). Пояснения к стадиям см. в тексте. Условные обозначения: 1 – ортогональные спрединговые сегменты, 2 – косые спрединговые сегменты, 3 – трансформные разломы, 4 – зона субдукции, 5 – формирующиеся крупные трансформные разломы, 6 – конфигурация структур на предшествующей стадии развития, 7 – направление вращения спрединговых сегментов и трансформных разломов, 8 – направление продвижения спрединговых сегментов, 9 – увеличение длины поперечных нарушений за счет прилегающих косых спрединговых сегментов, 10 – направление растяжения.

Их термические аномалии могут приводить к большей устойчивости структур косого растяжения, что ранее также было показано путем численного моделирования [12]. То есть в настоящее время переход косых сегментов в ортогональные в восточной части хребта все еще продолжается, а в западной части хребта он уже завершился (рис. 6б, в). На это указывает также несоответ-

ствие современных НТС впадинам, прослеживающимся на флангах западной части хребта. Вероятно, данные структуры отражают пассивные следы НТС, существовавшие до изменения направления растяжения на ААХ. При этом, в восточной части хребта подобного несоответствия не наблюдается: для каждого НТС можно выделить его пассивный след на флангах хребта. Таким образом, как в эксперименте, так и в природе наблюдаются меньшие затраты энергии для осуществления ортогонального спрединга в сравнении с косым [12].

К этому же этапу относится и формирование современной сегментации ААХ. В эксперименте изменение общей структуры поперечных нарушений оси спрединга неразрывно связано с переходом от косого растяжения к ортогональному при локальных перескоках оси растяжения (рис. 5б, д, и). При этом, некоторые поперечные нарушения, располагающиеся между косыми и ортогональными сегментами, начали увеличивать свою длину, что было обусловлено большей асимметрией растяжения в пределах косых сегментов [27]. В результате это приводило к формированию длинных трансформных разломов, соединяющих сравнительно короткие спрединговые сегменты (рис. 6б).

В некоторых случаях в эксперименте поперечные нарушения при их переходе от нетрансформных смещений к трансформным разломам объединялись между собой, формируя единый длинный трансформный разлом (рис. 5б, д, и). Такой процесс характерен для самого верхнего поперечного нарушения в модели. При объединении нетрансформных смещений они постепенно образовывали единую транстенсивную зону, вовлекая также при объединении разделяемый ими спрединговый сегмент. Она постепенно выстраивалась субпараллельно направлению растяжения вместе с переходом косых спрединговых сегментов в ортогональные (рис. 6б). При этом сохранялась широкая веретеновидная в плане трансформная долина.

Подобный механизм мог быть характерен при образовании ТР Буллард, на месте которого до изменения направления растяжения по данным магнитных аномалий существовало три поперечных нарушения, сформировавших единую структуру [29, 36]. В своей морфологии ТР Буллард унаследовал следы предшествовавших ему поперечных нарушений оси спрединга: он имеет веретеновидную форму с наиболее широкой центральной частью. Кроме того, крайняя западная и восточная части трансформного разлома имеют приподнятый рельеф, значительно

отличающийся по морфологии от центральной части разлома. Вероятно, схожим образом сформировалась и современная структура Южно-Сандвичева ТР, где также в рельефе и по магнитным аномалиям наблюдаются пассивные следы ранее существовавших поперечных нарушений оси спрединга (рис. 6б).

Заключительная стадия эксперимента (рис. 5в, е, к) примерно соответствует современному структурному плану ААХ (рис. 6в). На этом этапе большая часть структурных преобразований на хребте завершилась, происходят лишь локальные перестройки косых сегментов в ортогональные и изменения морфологии и местоположения НТС. В то же время общая структура хребта в настоящий момент является стабильной. Большая длина трансформных разломов, чем спрединговых сегментов, позволяет его рассматривать как трансформную границу, соединяющую спрединговые хребты с Южно-Сандвичевой зоной субдукции и включающую в себя полиразломную систему с рядом межразломных спрединговых сегментов. Как отмечалось выше, для некоторых сегментов характерна амагматическая акреция, что может иметь место и для межразломных сегментов других крупных полиразломных систем (ТР Чарли-Гиббс [40], ТР Экваториальной Атлантики [9, 18], ТР Эндрю-Бейн [37]).

Схожие процессы структурной реорганизации имеют место и на Чилийском хребте, который имеет подобную структуру и геодинамическую позицию, находясь на эйлеровом экваторе и имея большую длину трансформных разломов в сравнении со спрединговыми сегментами. В работе [42] отмечается, что формирование наиболее длинной трансформной зоны Вальдивия, являющейся полиразломной системой и суммарно достигающей длины 640 км, произошло после изменения направления растяжения на 10° около 16.0 млн лет назад (аномалия 5С.1н(у)), что, вероятно, было также связано с изменением геометрии зоны сочленения Чилийского хребта и Андийской зоны субдукции. В морфологии трансформной зоны также сохраняется веретено-видная в плане форма.

В то же время, другие поперечные нарушения спрединговой оси были достаточно слабо подвержены перестройкам при данных кинематических изменениях, что может объясняться относительно небольшим вращением вектора растяжения (10°) и большими скоростями спрединга, обуславливающих большую стабильность косых по отношению к направлению растяжения структур. Однако другие трансформные разломы так-

же подвергались перестройкам, но в ходе других кинематических изменений, связанных с изменением скорости и направления растяжения на хребте. Они отмечаются на хronах 5(о) (10.8 млн лет) и 3 (4.0 млн лет) [42].

В отличие от ААХ, Чилийский хребет подвержен более мелким, хотя и более частым кинематическим изменениям, что обуславливает его относительную стабильность: наблюдаются лишь локальные структурные изменения [15, 19]. Тогда как общий структурный план остается стабильным как минимум с 23.5 млн лет (6С.1н(у)), несмотря на многочисленные кинематические изменения, произошедшие в юго-восточной части Тихого океана [41]. Вероятно, можно говорить о существовании каких-либо граничных значений угла вращения вектора растяжения, при которых может произойти полная перестройка морфологии рифтовых зон и поперечных нарушений СОХ. Однако, по-видимому, данный показатель будет значительно варьировать в зависимости от степени прогретости литосферы, что хорошо прослеживается в разных частях ААХ, а также скорости спрединга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе было рассмотрено формирование современной структуры Американо-Антарктического хребта в результате изменения направления растяжения. Он выполняет связующую роль для хребтов Южной Атлантики и Южно-Сандвичевой зоны субдукции. По своему строению хребет можно разделить на две части, связанных между собой трансформным разломом Буллард. Западная часть хребта включает в себя субортогональные направлению растяжения спрединговые сегменты и небольшие трансформные разломы и нетрансформные смещения, тогда как для восточной части характерны как субортогональные, так и косые спрединговые сегменты, также разделенные поперечными нарушениями различной морфологии и структуры. Общая длина трансформных разломов на хребте превышает длину спрединговых сегментов почти в два раза.

Для объяснения возможного механизма формирования столь необычной структуры был использован метод физического моделирования. Предполагается, что главным фактором формирования структуры хребта стало изменение направления растяжения на $\sim 30^\circ$ против часовой стрелки. При этом параллельно происходили два процесса: переход косых спрединговых сегментов в субортогональные в результате локальных перескоков оси

спрединга и увеличение длины поперечных нарушений, находящихся на границе косых и субортогональных сегментов. Последний процесс мог также происходить за счет объединения нескольких поперечных нарушений и разделяющих их косых сегментов в единую структуру, как, например, в случае с ТР Буллард. Выявленные экспериментально механизмы структурных преобразований находят свои подтверждения и в природе.

Необходимо отметить структурные различия в западной и восточной частях ААХ: если в западной части наблюдаются исключительно субортогональные спрединговые сегменты, то в восточной части сохраняются как ортогональные, так и косые сегменты, что, вероятнее всего, обусловлено термическим влиянием плюмов Шона и Буве на прочность осевой литосферы. В западной части, при отсутствии такового влияния, значительно быстрее сформировались более устойчивые субортогональные сегменты.

Помимо ААХ схожей геодинамической позицией и структурным планом отличается и Чилийский хребет. Однако на протяжении своей эволюции он претерпевал изменения направления растяжения лишь на 10°, поэтому в его пределах подобные структурные перестройки аналогично го масштаба носят лишь ограниченный характер, а в основном наблюдаются лишь локальные изменения структурного плана. При наличии значительных изменений направления растяжения происходят структурные изменения, охватывающие весь спрединговый хребет, а не отдельные локальные структуры.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Трансформные и нетрансформные смещения западной части Юго-Западного Индийского хребта // Геотектоника. 2025. № 1. С. 104–124. <https://doi.org/10.31857/S0016853X25010068>
2. Булычев А.А., Гилод Д.А. Двумерное гравитационное моделирование тектоносферы акватории Американо-Антарктического хребта // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 5. С. 36–48.
3. Булычев А.А., Гилод Д.А., Верещагина М.И. Структурный анализ гравитационного поля Американо-Антарктического хребта // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 5. С. 27–32.
4. 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.
5. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
6. 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.
7. Кохан А.В. Тектоника и геодинамика ультрамедленных спрединговых хребтов: дисс. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.03. М., 2012. 242 с.
8. Крымский Р.Ш., Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Мигдисова Н.А. Особенности изотопного состава осмия базальтовых стекол западного окончания Юго-Западного Индийского хребта // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 1. С. 87–92.
9. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.
10. Трухин В.И., Багин В.И., Жиляева В.А. и др. Магнетизм крайнего восточного звена срединного Американо-Антарктического хребта // Физика Земли. 2000. № 6. С. 26–34.
11. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
12. Abelson M., Agnon A. Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 148. Iss. 3–4. P. 405–421. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00054-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00054-X)
13. Barker P.F., Barber P.L., King E.C. An early Miocene ridge crest-trench collision on the South Scotia Ridge near 36°W // Tectonophysics. 1984. V. 102. Iss. 1–4. P. 315–332. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90019-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90019-2)
14. Barker P.F., Lawver L.A. South American-Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic ridge // Geophysical Journal. 1988. V. 94. P. 377–386. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb02261.x>
15. Blackman D.K., Applegate B., German C.R. et al. Axial Morphology along the Southern Chile Rise // Marine Geology. 2012. V. 315–318. P. 58–63. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.06.001>
16. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophysical Journal International. 2010. V. 181. Iss. 1. P. 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
17. Ghidella M.E., Yáñez G., LaBrecque J.L. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea // Tectonophysics. 2002. V. 347. Iss. 1–2. P. 65–86. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00238-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00238-4)
18. Gregory E.P.M., Singh S.C., Marjanović M., Wang Z. Serpentized peridotite versus thick mafic crust at the

- Romanche oceanic transform fault // *Geology*. 2021. V. 49 (9). P. 1132–1136. <https://doi.org/10.1130/G49097.1>
19. *Howell S., Ito G., Behn M. et al.* Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 2354–2373. <https://doi.org/10.1002/2016GC006380>
20. *King E.C., Livermore R.A., Storey B.C.* Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: an introduction // *Geological Society Special Publication*. No 108. P. 1–10. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.108.01.01>
21. *Kovacs L.C., Morris P., Brozena J., Tikku A.* Seafloor spreading in the Weddell Sea from magnetic and gravity data // *Tectonophysics*. 2002. V. 347. Iss. 1–3. P. 43–64. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00237-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00237-2)
22. *König N., Jokat W.* The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2006. V. 11. Iss. B12. B12102. <https://doi.org/10.1029/2005JB004035>
23. *LaBrecque J.L., Barker P.F.* Age of the Weddell Basin // *Nature*. 1981. V. 290. P. 489–492. <https://doi.org/10.1038/290489a0>
24. *LaBrecque J.L., Ghidella M.E.* Bathymetry, depth to magnetic basement, and sediment thickness estimates from aerogeophysical data over the western Weddell Basin // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. 102 (B4). P. 7929–7945. <https://doi.org/10.1029/96JB01264>
25. *Lawver L.A., Dick H.J.B.* The American-Antarctic Ridge // *Journal of Geophysical Research*. 1983. V. 88. No. B10. P. 8193–8202. <https://doi.org/10.1029/JB088iB10p08193>
26. *Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M. et al.* Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 90. P. 367–380. <https://doi.org/10.1007/BF00384715>.
27. *Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al.* Bouvet Triple Junction in the South Atlantic: Geology and evolution // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104. No. B12. P. 29365–29385. <https://doi.org/10.1029/1999JB900192>
28. *Livermore R.A., Hunter R.J.* Mesozoic seafloor spreading in the Southern Weddell Sea // *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up / Storey B.C., King E.C., Livermore R.A. (eds.)*. Geol. Soc., London, 1996. V. 108. P. 227–241. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.108.01.17>
29. *Livermore R.A., Tomlinson J.S., Woollett R.W.* Unusual sea-floor fabric near the Bullard fracture zone imaged by GLORIA sidescan sonar // *Nature*. 1991. V. 353. P. 158–161. <https://doi.org/10.1038/353158a0>
30. *Livermore R.A., Woollett R.W.* Seafloor spreading in the Weddell Sea and southwest Atlantic since the Late Cretaceous // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 117. Iss. 3–4. P. 475–495. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90098-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90098-T)
31. *Meyer B., Saltus R., Chulliat A.* EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). 2017. Version 3. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5H70CVX>. Accessed 01.10.2022
32. *Mitchell N.C., Livermore R.A., Fabretti P., Carrara G.* The Bouvet triple junction, 20 to 10 Ma, and extensive transtensional deformation adjacent to the Bouvet and Conrad transforms // *J. of Geophys. Res.* 2000. V. 105 (B4). P. 8279–8296. <https://doi.org/10.1029/1999JB900399>
33. *Mueller C.O., Jokat W.* The initial Gondwana breakup: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // *Tectonophysics*. 2019. V. 750. P. 301–328. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2018.11.008>
34. *Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J. et al.* Global Multi-Resolution Topography (GMRT) synthesis data set // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. P. Q03014. <https://doi.org/10.1029/2008GC002332>
35. *Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346. No. 6205. P. 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>
36. *Schreider A.A., Schreider Al.A., Bulychev A.A. et al.* Geochronology of the American–Antarctic Ridge // *Oceanology*. 2006. V. 46. No. 1. P. 114–122. <https://doi.org/10.1134/S0001437006010139>
37. *Sclater J.G., Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C.* Tectonic interpretation of the Andrew Bain transform fault: Southwest Indian Ocean // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2005. V. 6. No. 9. P. Q09K10. <https://doi.org/10.1029/2005GC000951>
38. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 389–404. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90180-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90180-Z)
39. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 9137–9153. <https://doi.org/10.1029/93JB02995>
40. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Geological and Geophysical Studies of the Charlie Gibbs Fracture Zone (North Atlantic) // *Doklady Earth Sciences*. 2021. V. 497. Part 1. P. 191–194. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21030107>
41. *Tebbens S.F., Cande S.C.* Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102 (B6). P. 12061–12084. <https://doi.org/10.1029/96JB02582>

42. *Tebbens S.F., Cande S.C., Kovacs L. et al.* The Chile ridge: A tectonic framework // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102 (B6). P. 12035–12059. <https://doi.org/10.1029/96JB02581>
43. *van de Lagemaat S.H.A., Swart M.L.A., Vaes B. et al.* Subduction initiation in the Scotia Sea region and opening of the Drake Passage: When and why? // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 215. P. 103551. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103551>

THE FORMATION OF THE MODERN STRUCTURE OF THE AMERICAN-ANTARCTIC RIDGE

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

^a Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, Moscow, Russia

^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

*e-mail: bogolubskiy@gmail.com

The American-Antarctic Ridge is located between Bouvet Triple Junction and South Sandwich subduction zone. It is dissected by well pronounced transform faults. The common length of transform faults exceeds the common length of spreading segments. This structure was developed as a result of extension direction change during the subduction zone reshaping ca. 20 My. Basing on physical modelling we have reconstructed the conditions and the structural transformations during formation of the modern structural pattern of the American-Antarctic Ridge. In the experiment, oblique spreading segments through local ridge axis jumps became orthogonal. In that time, transverse discontinuities increased their length owing to reduction of oblique spreading segments and merging of several pre-existing transverse discontinuities. Perhaps, similar transformations could be observed during the modern structure formation of the American-Antarctic Ridge. In the western part, oblique to suborthogonal spreading segment transition has finished, while in the eastern part, structural pattern preserves as oblique as suborthogonal spreading segments. This situation may be determined by the influence of Shona and Bouvet mantle plume thermal anomalies. Thus, at the moment in the eastern part spreading and transform structures continue reshaping, and the structural pattern of the western part is stable.

Keywords: oblique spreading, transform faults, physical modelling, non-transform discontinuities, mantle plumes