

ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА И МОРФОЛОГИЯ ЛИНЗОВИДНЫХ РАСШИРЕНИЙ В АКТИВНОЙ ЧАСТИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

© 2025 г. К. О. Добролюбова^{1, *}

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: k_dobrolubova@mail.ru

Поступила в редакцию 10.10.2024 г.

После доработки 13.03.2025 г.

Принята в печать 27.03.2025 г.

В статье представлен определенный автором новый тип морфоструктурных объектов – внутритрансформные линзовидные расширения, приуроченные к активным трогам трансформных разломов. Проведен морфоструктурный анализ с использованием геофизических данных. Выявлено, что подобные структуры формируются в активных зонах трансформных разломов с максимальным смещением (офсетом) сегментов срединно-океанического хребта (СОХ). Проведена классификация внутри-трансформных линзовидных расширений, в соответствии с которой были выделены три (I–III) типа морфоструктур, которые иллюстрируют не только различные эволюционные этапы, но и различные кинематические сценарии. Тип I – линзовидная область. К этому типу относятся небольшие молодые (до 10 млн лет) линзовидные расширения локального уровня, встречающиеся преимущественно в трансформных разломах южного полушария. Тип II – линзовидный трансформированный бассейн, который является образованием линзовидной формы регионального уровня с большим (от ~100 до ~300 км) оффсетом, сформированным на крупном трансформном разломе с блоком сильно деформированной литосферы в осевой части линзы и реализацией сдвиговых движений по одному из окаймляющих дуговых трогов, но без внутренних спрединговых сегментов. Тип III – мультитрансформная линзовидная система, которая является линзовидным образованием глобального уровня, сформированным на крупной трансформной границе с экстремальным оффсетом и ограниченными пассивными дугообразными в плане уступами. Эта система состоит из нескольких близко расположенных трансформных троговых долин с внутренними зонами спрединга. Построена кинематическая модель для трех выявленных типов морфоструктур в соответствии с проведенной классификацией внутритрансформных линзовидных расширений.

Ключевые слова: спрединг, трансформный разлом, геоморфология, тектоника трансформных разломов, активная часть трансформного разлома, аккреция, сейсмичность, аномалии силы тяжести, кинематическая модель

DOI: 10.31857/S0016853X25020021, EDN: EGRMVZ

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности зарождения и эволюции океанической коры, рифтовых сегментов и смещающих их трансформных разломов, которые являются главными элементами океанической коры, обосновываются теорией тектоники литосферных плит. В последнее время были проведены работы, существенно дополняющие и усложняющие сценарии тектонических процессов [18, 20, 21]. Структура трогов трансформных разломов представляет интерес для исследования [9, 15, 16, 19, 20, 26–29].

Данные томографии подтверждают, что под системой срединно-океанических хребтов (СОХ) на глубинах более 200–300 км не фиксируется

единой области прогретой мантии с подъемом от ее низов [17]. Это подтверждает предположение о том, что спрединг вторичен и является компенсационным ответом на движение литосферных плит, обоснованное в 1990-х гг. [23, 34].

Предположение о том, что зоны растяжения, возникающие в наиболее ослабленных местах, заполняются новой корой, позволяет объяснить ее образование не только вдоль дивергентной, но также вдоль трансформной границы. Это может быть ключом к пониманию формирования сложной морфологии трансформных трогов и внутренних линзовидных областей, усложняющих троговые некоторые трансформных разломов.

Исследования в глубоководной части Атлантического и других океанов показали наличие неотектонических движений и дегазации в пассивных частях трансформных разломов и на границах разновозрастных сегментов [20].

Границы этих сегментов, представленные мега-трансформными системами и разломами с большим смещением оси СОХ, представляют собой структуры с контрастными геофизическими свойствами и нетипичной морфологией базальтового фундамента. Они разделяют сегменты котловин с разной длительностью термальной истории, в которых существует возможность неотектонических смещений как в активных частях разломов и вблизи СОХ, так и в реактивированных пассивных частях разломов на больших удалениях от СОХ [4, 6, 13, 14, 20].

Целью настоящей статьи является исследование нетипичных морфоструктур, которыми являются линзовидные расширения трогов трансформных разломов. Большой объем данных, подтверждающих широкое распространение этих объектов, позволяет выявить ряд закономерностей и проследить развитие этих структур.

ЛИНЗОВИДНЫЕ РАСШИРЕНИЯ ЗОНЫ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Линзовидные расширения представляют собой линзовидные в плане расширения долины трансформного разлома, сформированные одной или несколькими субпараллельными узкими и хорошо выраженными в рельефе троговыми долинами, чередующимися с межтроговыми хребтами. Линзовидные расширения ограничены четкими дугообразными в плане уступами и чаще всего располагаются в пределах активной части трансформного разлома между двумя спрединговыми центрами.

М. Лиджи с соавт. [29] сделали одно из первых предположений, объясняющих возникновение линзовидного расширения трансформного разлома, по итогам совместных российско-итальянских работ, которые проводились в Экваториальной Атлантике с 1985 г. по 1998 г. В соответствии с этим предположением подобные объекты возникают в трансформных разломах в условиях значительного офсета (не менее 100 км) между двумя активными спрединговыми центрами. Вследствие большого температурного контраста разновозрастных литосферных плит, контактирующих по разлому, в активной части трансформного разлома возмож-

но образование двух дугообразных в плане сдвигов, сопряженных с двумя зонами пониженной прочности литосферы, вдоль которых происходит разнонаправленное движение смежных плит [29].

В условиях значительного некомпенсированного локального растяжения вкрест структуры возникают условия для формирования медианного хребта между крыльями сдвига. Со временем зона разрастается и приобретает вид линзовидного расширения с множественными субпараллельными трансформными трогами и разделяющими их хребтами [29].

Области линзовидной формы встречаются не только на региональном и локальном уровнях как части единичных трансформных разломов, это могут быть сложные образования глобального планетарного уровня, включающие в себя крупные трансформные разломы.

Мы предполагаем, что эти линзовидные системы являются более эволюционно зрелыми структурами, сформировавшимися из простых линзовидных расширений. Схема распространения выявленных по данным батиметрической съемки линзовидных расширений показывает активные и реликтовые линзовидные расширения, а также векторы движения литосферных плит [36, 38] (рис. 1).

Линзовидные расширения (см. рис. 1) либо группируются, образуя серии кулисообразно расположенных субпараллельных линз (I тип), либо — это одиночные структуры, выявленные преимущественно в южном полушарии (II тип).

К типу I относятся две группы:

- активная в экваториальной части Атлантического океана, включающая в себя разломы Ро-манш, Сан-Паулу, Долдрамс и разлом Вима;
- реликтовая, расположенная в Тихом океане на флангах разломов Мендосино, Мюррей и Молокай.

Учитывая установленное по данным GPS [36] движение Тихоокеанской плиты, а также датировки по магнитным аномалиям, можно предположить, что тихоокеанская группа линзовидных расширений была активной и находилась в приэкваториальной области, однако со временем прекратила свое развитие, но как реликтовая морфоструктура продолжает движение на северо-запад вместе с флангами Тихоокеанской плиты.

Одиночные линзовидные расширения расположены преимущественно в южном полушарии. Среди них встречаются как формы с большим офсетом, образование которых можно объяснить предположением М. Лиджи с соавторами [29],

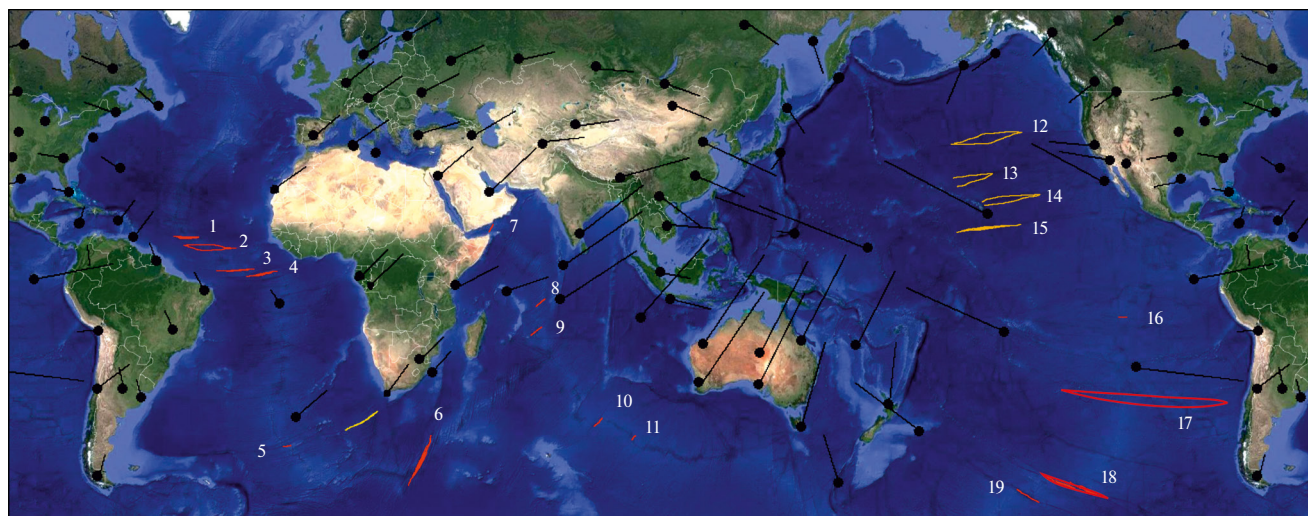


Рис. 1. Распространение линзовидных расширений долин трансформных разломов в Мировом океане и векторы движения континентов (по данным [35, 36]).

Показаны (линии) линзовидные расширения: активные (красным), реликтовые (желтым).

Обозначены векторы движения литосферных плит в точках опорных пунктов измерений по данным GPS (стрелка черным – размер стрелки пропорционален скорости движения).

Аббревиатуры: ТР – трансформный разлом; МТЛС – мультитрансформная линзовидная система.

На карте обозначено (арабские цифры):

1 – ТР Вима; 2 – МТЛС Долдрамс; 3 – МТЛС Сан-Паулу; 4 – ТР Романш; 5 – ТР Агульяс; 6 – ТР Эндрю Бейн; 7 – ТР Алула Фартаг; 8 – трог Вима; 9 – ТР Мари Челеста; 10 – ТР 88° в.д.; 11 – ТР 96° в.д.; 12 – ТР Мендосино; 13 – ТР Мюррей; 14 – ТР Молокай; 15 – ТР Кларин; 16 – ТР Гаррет; 17 – МТЛС Вальдивия; 18 – МТЛС Эльта-нин; 19 – МТЛС Удинцева.

так и небольшие формы с незначительным офсетом, формирование которых это предположение не объясняет.

Крупные линзовидные расширения Романш, Долдрамс, Сан Паулу и Эндрю-Бейн относятся к мегатрансформам и мегатрансформным системам, которые были выделены в особый тип межплитных границ [15, 27, 29].

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе были использованы данные многолучевой батиметрической съемки, полученные в экспедициях, которые проводились Геологическим институтом РАН (ГИН РАН, г.Москва, Россия) в 1985–2019 гг. на НИС “Академик Николай Страхов” в Экваториальной и Южной Атлантике.

На основе полученных первичных данных были построены цифровые модели рельефа с ячейкой грида 200 м. В качестве фонового покрытия в местах, где не имеется данных подробной батиметрической съемки, использовался 15-секундный грид GEBCO [35].

Расчеты и построение цифровых моделей рельефа проводилось в программе Surfer-19 [39]. Морфометрические измерения и построения секу-

щих профилей были сделаны в программе Global Mapper [40]. Дополнительно использованы данные геофизических покрытий с использованием программного пакета ARC-GIS [41]. Для определения возраста геодинамических перестроек использовалась карта возрастов акустического фундамента, рассчитанная на основе данных аномального магнитного поля [20].

Компиляция геофизических и батиметрических GEBCO [35], USGS [37], GPS Time Series Data [36], а также данных, полученных в экспедициях ГИН РАН в 1985–2019 гг., дало возможность по-новому рассмотреть морфологию и эволюцию активных частей трансформных разломов.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Активные линзовидные объекты, сформированные в трогах трансформных разломов, сгруппированы по морфологии в три типа, соответствующие разным уровням и стадиям формирования структур:

- линзовидная область (тип I);
- линзовидный трансформированный бассейн (тип II);

— мультитрансформная линзовидная система (тип III).

Линзовидная область

В тип I объединены небольшие линзовидные расширения локального уровня, являющиеся самыми молодыми структурными образованиями и имеющие самое широкое распространение в Мировом Океане. Линзовидные расширения типа I встречаются почти повсеместно в южном полушарии. Наиболее широко они представлены в Индийском океане.

Трансформный разлом Агульяс. На юге Атлантики в активной зоне трансформного разлома Агульяс зафиксировано одиночное линзовидное расширение (рис. 2).

Трог Агульяс представляет собой четко обозначенную в рельефе узкую, длинную депрессию шириной до 12 км, длиной 225 км, с максимальной глубиной 5502 м. В центральной части трого глубина превышает 2 км относительно его бортов. Соотношение длины к ширине составляет 18.7. Это самая узкая из известных линз. Линзовидное расширение занимает почти всю активную часть трансформного разлома Агульяс. Этот разлом характеризуется самым большим смещением в регионе — от точки тройного сочленения Буве до разлома, расположенного на 35° ю.ш.

Днище долины трансформного трого в центральной, максимально углубленной части, плоское, заполненное осадочными отложениями. Вблизи восточного и западного интерсектов осадочный чехол незначителен по мощности и не перекрывает коренные породы.

В центральной и восточной частях долины четко выделяется медианный хребет — вытянутый, узкий, спрямленный, без смещений и разрывов (см. рис. 2, б). Высота хребта составляет 150–200 м, ширина 1.5 км.

Краевые уступы линзовидного расширения квестообразные, северный уступ более крутой и амплитудный. Края линзовидного расширения ограничены интерсектами. Нодальные впадины в рельефе не выражены.

Проведенный анализ данных возраста акустического фундамента и батиметрических данных позволяет предположить, что активное раскрытие линзы происходило не раньше 4 млн лет, но в течение 2 млн лет ситуация стабилизировалась, поперечный раздвиг прекратился или существенно уменьшился. К этому времени относится мощное

воздымание рифтового поднятия в районе восточного интерсекта.

В Индийском океане, по данным GEBCO [35], выявлено 5 линзовидных расширений типа I, но детальные батиметрические данные имеются только для двух объектов (см. рис. 1).

Трансформный разлом 88° в.д. В активной части трансформного разлома в районе 88° в.д. детальной батиметрической съемкой закартировано линзовидное расширение, офсет которого составляет 70 км, длина 64 км, максимальная ширина в центральной части достигает 6 км. Соотношение длины к ширине составляет 10.6. Максимальная глубина 4192 м. Заглубление днища относительно бровок в центральной части превышает 1500 м (рис. 3).

Смещение разлома 88-го градуса не является самым высокоамплитудным в районе, напротив, он расположен в 240 км восточнее крупного трансформного разлома со смещением ~ 300 км.

Днище разломного трого выровненное, вероятно, заполненное осадками. Поперечный профиль корытообразный (см. рис. 3).

Четких медианных хребтов не обнаружено. Краевые уступы квестообразные, северо-западный уступ более амплитудный и крутой. Края линзы ограничены интерсектами. Нодальные впадины не зафиксированы.

По данным GEBCO [35], на Центральном Индийском хребте четко идентифицируются три формы, которые можно охарактеризовать как линзовидные расширения, но детальная батиметрическая съемка выполнена только в трого Вима, расположенном в координатах 9° ю.ш. 67.5° в.д. Трог Вима в активной части представляет собой четкую узкую и длинную депрессию линзовидной формы, которая имеет следующие параметры — максимальная ширина 24 км, длина 235 км, максимальная глубина 6560 м (рис. 4).

Соотношение длины к ширине составляет 9.8. Поперечный профиль V-образный. Заглубление дна относительно бровок в центральной части достигает 3300 м. Дно узкое, почти без осадочного чехла. Краевые уступы квестообразные, асимметрия уступов не выявлена (см. рис. 4).

В осевой части долины закартирован фрагментарный медианный хребет, высота которого не превышает 150 м при ширине ~ 2 км. Вершины линзы совпадают с интерсектами, нодальные впадины не зафиксированы. Возраст линзовидного расширения оценивается не старше 10 млн лет.

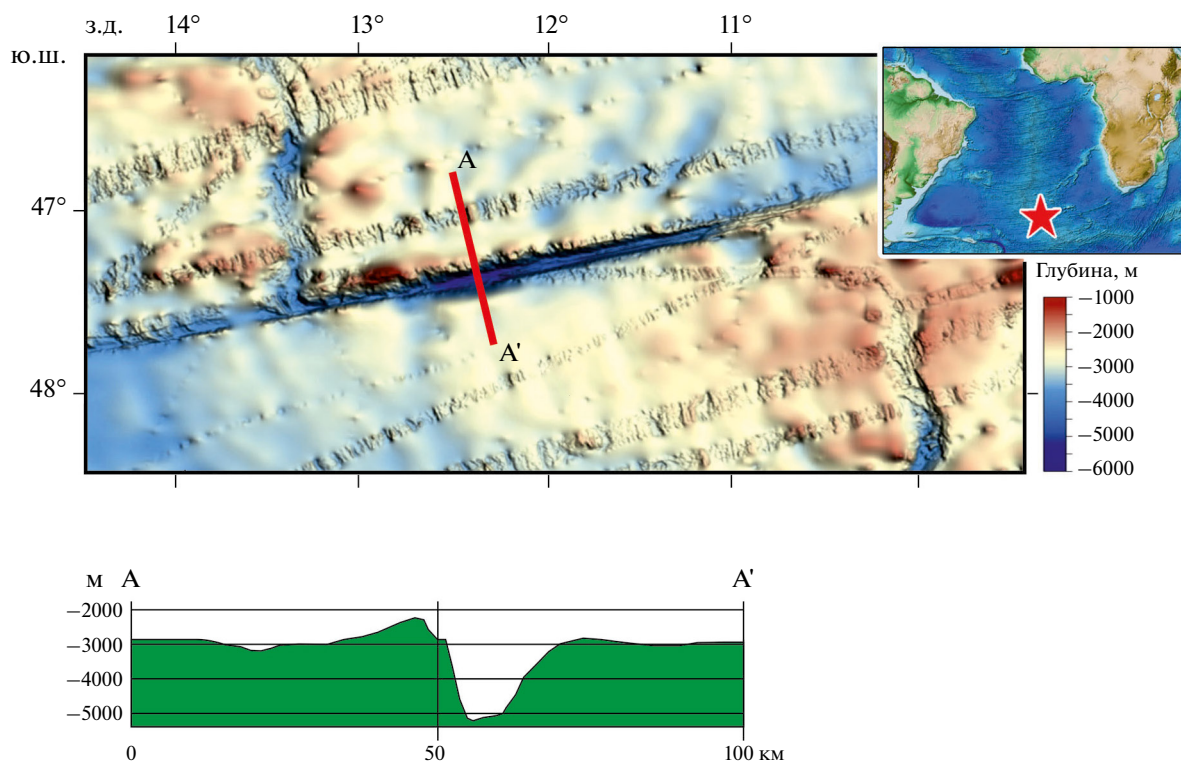


Рис. 2. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Агульяс (по данным [35]). Показан поперечный профиль А–А' в центральной части линзовидного расширения. На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

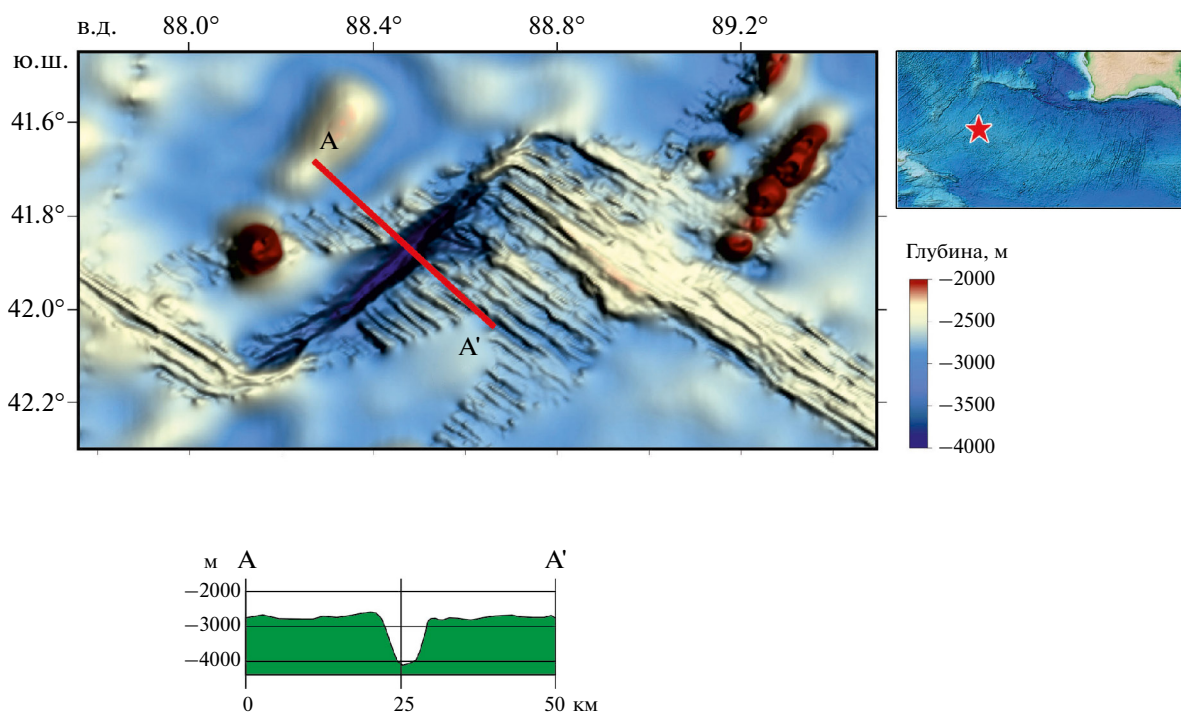


Рис. 3. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома 88° в.д. (по данным [35]). Показан поперечный профиль А–А' в центральной части линзовидного расширения. На карте (справа): показано местоположение объекта (звездочка красным).

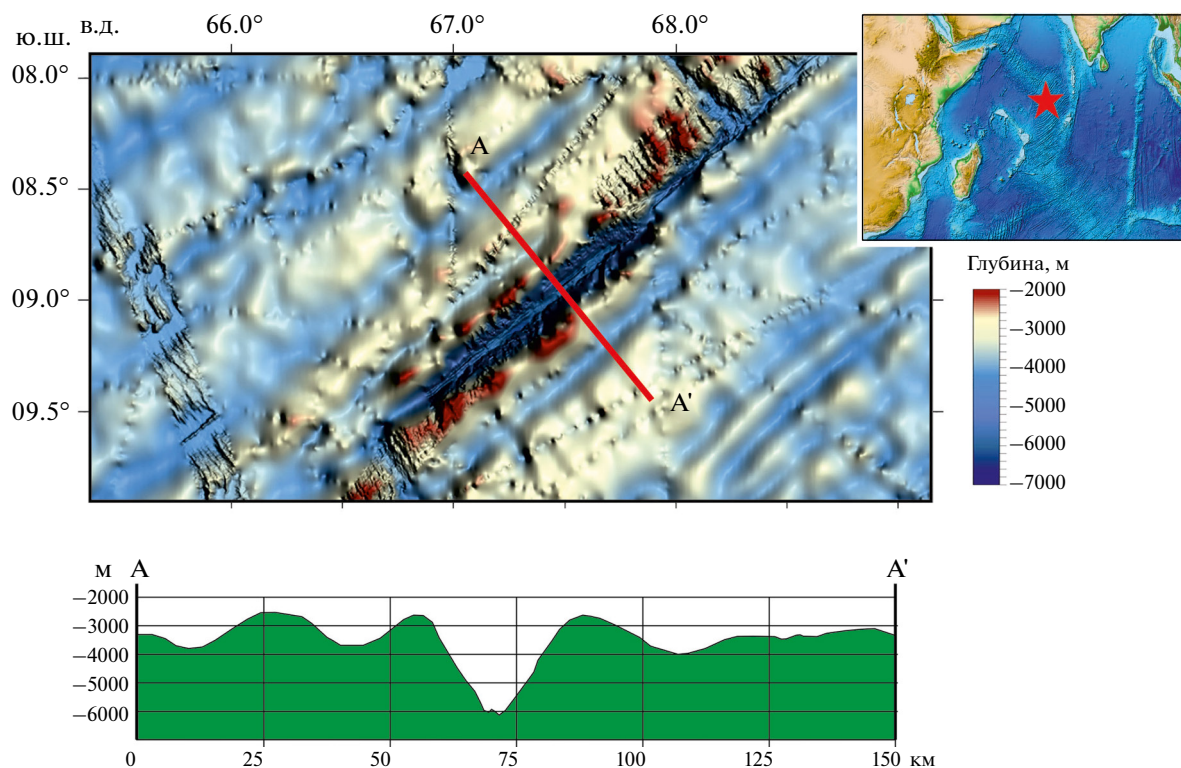


Рис. 4. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Вима в Индийском океане (по данным [35]).

Показан поперечный профиль А–А' в центральной части линзовидного расширения.

На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

Трансформный разлом Гаррет. В Тихом океане выявлено одно линзовидное расширение типа I, расположенное в районе 13° ю.ш. в активной части трансформного разлома Гаррет. Разломный трог Гаррет в активной части значительно расширен и имеет линзовидную форму: максимальная ширина 19.7 км, длина 125 км, максимальная глубина 5102 м. Соотношение длины к ширине составляет 6.3 (рис. 5).

Это самая широкая из известных линз типа I.

Краевые уступы линзовидного расширения квестообразные, северный уступ более амплитудный. Северный и южный борта трога осложнены серией терасс, что позволяет выделить внутри более молодое линзовидное образование шириной 9.8 км при той же длине (см. рис. 5).

В осевой части линзы в центре дешифрируется небольшой медианный хребет высотой ~200 м, длиной 4 км при ширине ~2 км. Восточнее и западнее этого хребта зафиксированы длинные и узкие депрессии длиной 27 км и 15 км. Края линзовидного расширения ограничены интерсектами, нодальные впадины не зафиксированы.

На основе представленных данных можно сформулировать определение линзовидного рас-

ширения, относящегося к типу I — это значительно углубленное расширение активной части трансформного разлома, имеющее в плане линзовидную форму.

Линзовидные расширения, как правило, приурочены к максимальному офсету в районе их обнаружения. Плановые размеры варьируют от нескольких десятков до сотни километров. Краевые уступы квестообразные, один уступ, как правило, имеет большую амплитуду. Вершины линзовидного расширения совпадают с интерсектами, нодальные впадины не формируются. В гравитационном поле таким структурам соответствует интенсивная отрицательная аномалия Δg линзовидной формы. Это молодые структурные образования, возраст которых не превышает 10 млн лет.

Линзовидный трансформированный бассейн

В рамках этого типа нами будут рассмотрены морфоструктуры, представляющие собой наиболее сложные образования линзовидной формы глобального уровня, сформированные на крупных трансформных разломах. Общей характеристикой этих структур является

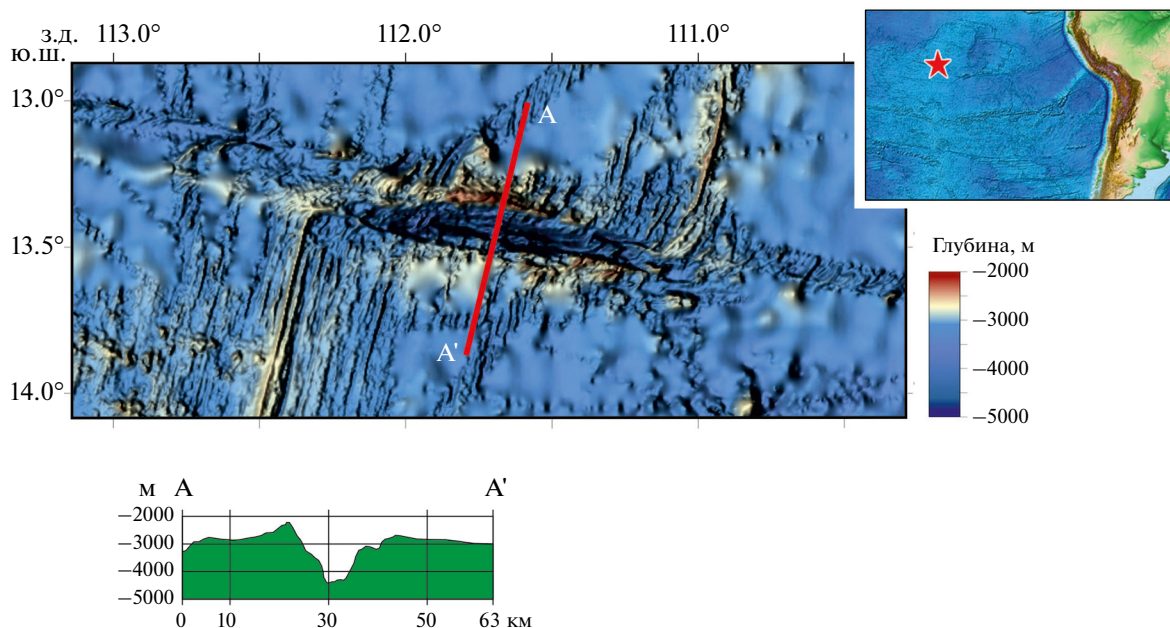


Рис. 5. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Гаррет в Тихом океане (по данным [35]).

Показан поперечный профиль А–А' в центральной части линзовидного расширения.

На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

- линзовидная форма;
- экстремальный офсет;
- наличие в осевой части линзовидного блока сильно деформированной литосферы;
- отсутствие внутренних осевых сколов и зон внутреннего спрединга.

Две такие структуры расположены в приэкваториальной части Атлантического океана: разлом Вима и разлом Романш, и одна структура в юго-западном секторе Индийского океана – разлом Эндрю-Бейн.

Разлом Вима. Этот разлом является одним из самых крупных разломов Атлантики, его общая длина составляет 3700 км, длина офсета ~310 км. Западный фланг прослеживается на расстояние 1450 км, восточный фланг – ~1940 км. По гравиметрической карте интенсивная отрицательная аномалия, соответствующая разлому Вима, четко прослеживается до Антильской дуги на западе и срезается уступом Кабо Верде на востоке.

В районе разлома Вима были проведены комплексные геолого-геофизические экспедиции, в том

числе рейсы S19, S22, S45 Геологического института РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) на НИС “Академик Николай Страхов” [3, 22, 25, 26, 28, 29, 31].

Линзовидное расширение, сформированное в разломном трого Вима, имеет длину ~560 км при максимальной ширине 35 км в районе западного интерсекта (рис. 6, а).

Поперечный профиль долины трансформного трого корытообразный, дно плоское, глубина составляет ~5 км. Долина трого Вима заполнена мощной (~1 км) толщей осадков.

В осевой части долины в западном и восточном крыле четко прослеживается медианный хребет (см. рис. 6, а).

Вероятно, он развит на всем протяжении долины разлома, но в центральной части скрыт под мощной толщей осадков.

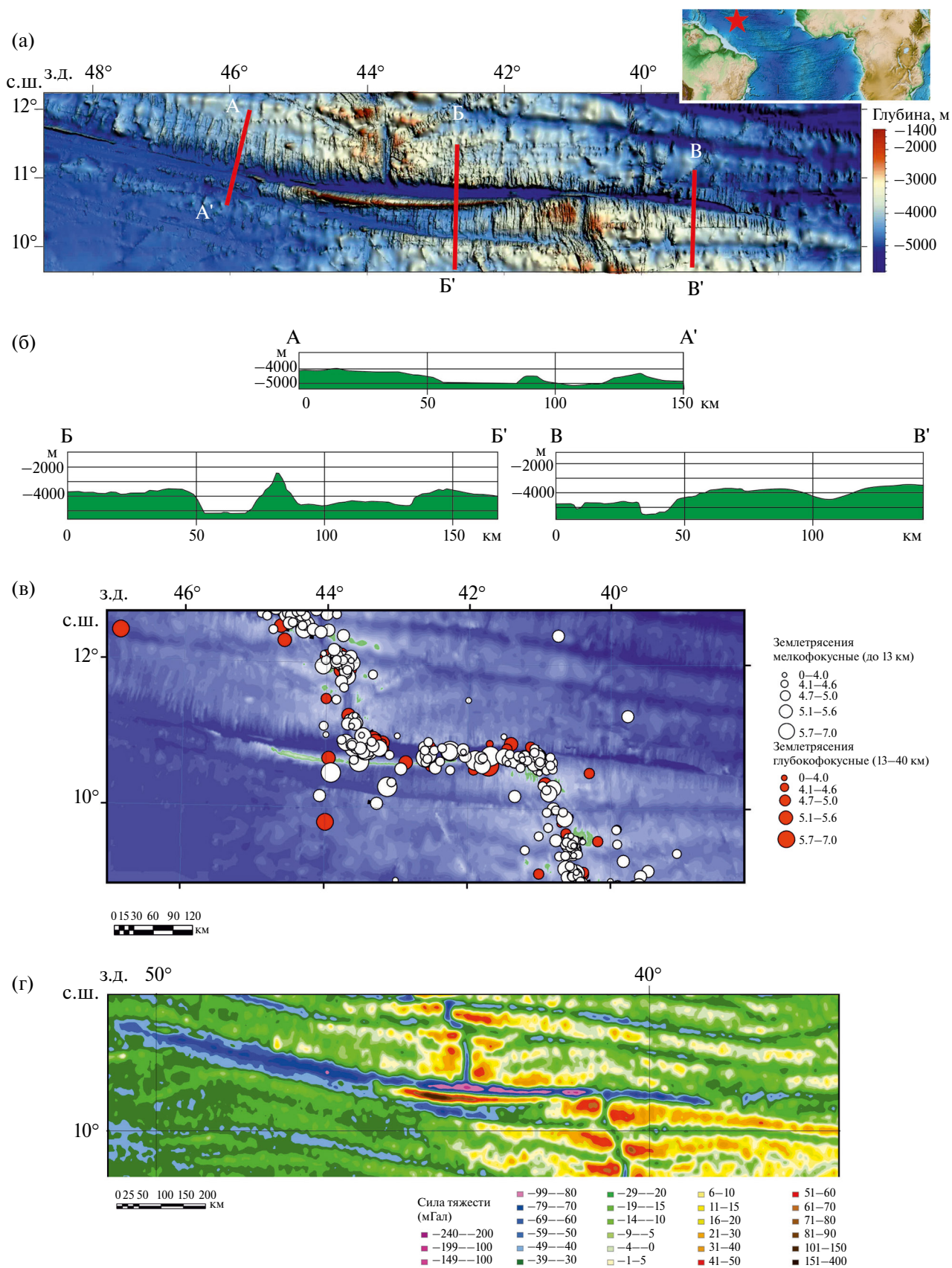
Борта линзовидного расширения крутые, квестообразные, превышение над дном долины составляет >1000 м (см. рис. 6, б).

На южном борту сформирован мощный трансверсивный хребет, абсолютная высота

Рис. 6. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Вима в Атлантическом океане.

На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

- (а) – Трансформный разлом Вима (по данным [35]);
- (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
- (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
- (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).



которого превышает 3000 м при протяженности ~320 км (см. рис. 6, б, профиль Б–Б').

Минимальная глубина гребневой части достигает 1033 м [32]. Гребневая поверхность плоская с мощной (до 500 м) карбонатной постройкой, сложенной мелководными лагунными и/или рифогенными известняками [22]. Трансверсивный хребет испытывал несколько этапов воздымания и погружения в интервале 10–2 млн лет назад [26]. В гравитационном поле хребту соответствует интенсивная положительная аномалия Δg (>100 мГал) (см. рис. 6, в).

Сейсмические события сдвиговой природы фиксируются вдоль северного борта разломной долины (см. рис. 6, г).

Разлом Романш. Это один из самых протяженных разломов Атлантики: общая длина составляет 4300 км, длина офсета – 880 км (рис. 7, а).

Его относят к демаркационным разломам [5]. Западный фланг прослеживается на расстояние 1600 км, восточный фланг – ~1800 км. Разлому Романш соответствует интенсивная отрицательная гравиметрическая аномалия (см. рис. 7, г). Она прослеживается от Южной Америки до Африки и согласуется со структурным рисунком этих континентов.

Разлом Романш образовался на месте крупной континентальной дорифтовой сдвиговой области и его возраст превышает возраст раскрытия экваториального сегмента Атлантики [24].

В активной части разлома сформирована линза сильно деформированной литосферы. На западном фланге вершина линзы упирается в срединно-океанический хребет, на восточном фланге вершина расположена за пределами активной части трансформного разлома Романш на расстоянии ~150 км. Общая длина линзы расширения составляет 1110 км при ширине 88 км, соотношение длины к ширине – 12.6. Скорость смещения флангов 32 мм в год, возраст линзы оценивается в 55 млн лет [27].

По предположению М. Лиджи с соавт. [29], активная зона трансформы Романш представляет собой рассеянную границу между двумя сегментами срединного хребта. Смещение происходит по двум дугообразным разломам с более актив-

ным южным сегментом. Сама линзовидная область состоит из субпараллельных трансверсивных хребтов и разделяющих их долин [29].

С севера разломная зона Романш ограничена четко выраженным в рельефе квестообразным пограничным уступом (см. рис. 7, а, б, профиль Б–Б').

Уступ разбит поперечными разломами на отдельные блоки. В западной части абсолютная высота уступа составляет ~500 м, восточнее уступ переходит в четко выраженный крупный трансверсивный хребет, относительная высота которого в восточном фланге достигает 2 км (см. рис. 7, б, профили Б–Б', В–В').

Южнее расположена линзовидная долина, состоящая из нескольких разломных трогов. В восточной части долины четко дешифрируются две депрессии с плоским дном (глубина ~4300 м), заполненные дислоцированными осадочными породами [27]. Далее на юг за долиной расположен массивный субширотный хребет, осложненный серией поднятий. Этот хребет смыкается на флангах с северным пограничным уступом, образуя единое горное сооружение линзовидной формы с запечатанной внутри реликтовой долиной (см. рис. 7, а, б, профиль А–А').

Западная вершина горного сооружения упирается в западный интерсект. Восточный фланг горного сооружения выходит далеко за пределы активной части долины трансформного разлома Романш. Абсолютная высота флангов существенно превышает высоту центральной части горного сооружения.

С юга это массивное горное сооружение обрамляется ярко выраженным в рельефе активным трогом разлома Романш. Это линзовидная в плане узкая депрессия, дно которой осложнено серией впадин и разделяющих их медианных хребтов. Борта трога Романш крутые, в поперечном сечении долина напоминает грабен (см. рис. 7, б, профиль Б–Б'). Относительная глубина депрессии колеблется от 1.5 км (в восточном фланге) до 3.5 км (вблизи восточного интерсекта).

В восточной области долины трога Романш расположена одна из самых глубоких впадин

Рис. 7. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Романш в Атлантическом океане.

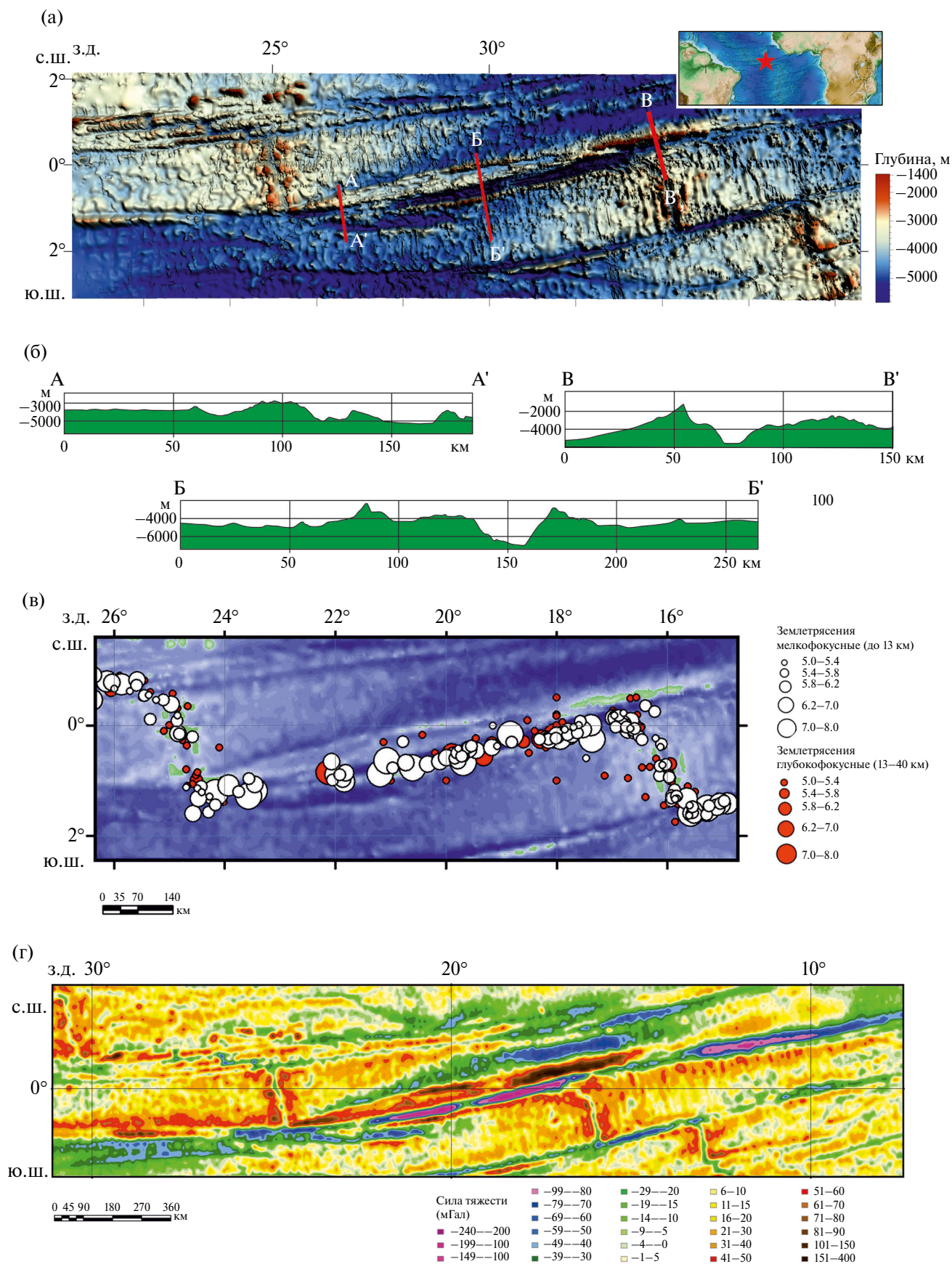
На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

(а) – Трансформный разлом Романш (по данным [35]);

(б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;

(в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);

(г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).



Атлантического океана — впадина Вима, имеющая глубину 7856 м. Активный трог разлома Романш является областью концентрации мощных сейсмических проявлений (см. рис. 7, в).

На западе трог Романш упирается в западный интерсект, при этом на востоке он выходит далеко за пределы активной части трансформного разлома. Нодальные впадины в разломе Романш отсутствуют.

Южный борт разломной долины представлен четко выраженным в рельефе квестообразным пограничным уступом с крутым северным бортом и пологим южным бортом. Уступ имеет в плане дугообразную форму и рассечен субмеридиональными грабенообразными структурами на отдельные блоки.

Линзовидный трансформированный бассейн, сформированный в трог трансформного разлома Романш, представляет собой древнюю многоуровневую структуру, которая в процессе своей истории испытывала несколько этапов активизации и относительного затишья [29]. Трансокеанской зоне Романш свойственна пространственно-временная неустойчивость геодинамических систем. Разные ее части характеризуются разной геологической историей [11]. Вероятно, что в периоды активизации тектонических подвижек могли преобладать то сдвиговые процессы, то процессы растяжения вкрест основного трога, что нашло отражение в сложном строении рельефа [27, 29].

Разломная зона Эндрю-Бейн. Эта зона находится в районе соединения Африкано-Антарктического и Западно-Индийского сегментов срединно-океанического хребта. Разлом маркирует древнюю сдвиговую зону, разделяющую Африкано-Аравийскую и Антарктическую плиты. Общая протяженность разломной зоны составляет >5500 км [9].

В активной части разломного трога Эндрю-Бейн сформирована линза сильно деформированной литосферы. Западная вершина линзы совпадает с западным интерсектом, восточная вершина выходит на 230 км за пределы активной зоны. Общая длина линзовидного расширения достигает 818 км при максимальной ширине 105 км (рис. 8, а). Соотношение длины к ширине составляет 7.8.

С северо-запада разломная зона Эндрю-Бейн ограничена выраженным в рельефе квестообразным пограничным уступом (см. рис. 8, а, б, профили А—А', Б—Б', В—В'). Высота уступа над дном прилегающего трансформного трога со-

ставляет ~3 км на южном фланге и уменьшается до 2 км на северном фланге. В южной части зоны Эндрю-Бейн на пограничном уступе развит трансверсивный хребет, превышение которого над дном желоба достигает 3500 м [8].

На северном фланге уступ разбит поперечными разломами на отдельные блоки. К уступу с юго-востока примыкает узкая глубокая долина. Максимальной глубины долина достигает в южной части (~6300 м), к северу глубина уменьшается и не превышает 6000 м. Долина совпадает с яркой отрицательной аномалией в поле силы тяжести (до -100 мГал) (см. рис. 8, в).

Ширина долины составляет ~20 км. Поперечный профиль резко асимметричный с крутым и высоким северо-западным склоном (превышение ~3000 м) и более пологим и невысоким восточным склоном (не более 1000 м).

Восточнее долины расположен небольшой хребет и субпараллельная долина, переходящая южнее в область линзовидной формы. Эта область состоит из серии кулисообразно расположенных хребтов, ориентированных под углом 30° к генеральному простираанию разломного трога и образующих в плане веретенчатый рисунок.

Восточнее расположена еще одна узкая троговая долина, ограниченная с востока квестообразным уступом. В южной части уступ представлен несколькими разобщенными блоками. В северной части уступ представляет собой массивное сооружение, смыкающееся со сводовым поднятием.

Центральная часть линзовидного трансформированного бассейна Эндрю-Бейн характеризуется положительными значениями гравитационных аномалий (30–50 мГал), что мало отличается от окружающего трансформный разлом фона (см. рис. 8, г).

Яркая положительная аномалия (>100 мГал) фиксируется только на краевом уступе в районе сводового поднятия вблизи северо-восточного интерсекта (см. рис. 8, г).

Эпицентры землетрясений тяготеют, в основном, к северо-западной долине, что свидетельствует о том, что основные сдвиговые движения сосредоточены вдоль западной границы линзовидного образования (см. рис. 8, в).

В Тихом океане трансформированных линзовидных расширений не выявлено.

Следовательно, линзовидный трансформированный бассейн формируется на месте древней континентальной глобальной сдвиговой зоны в областях с медленным спредингом, причем линзовидное

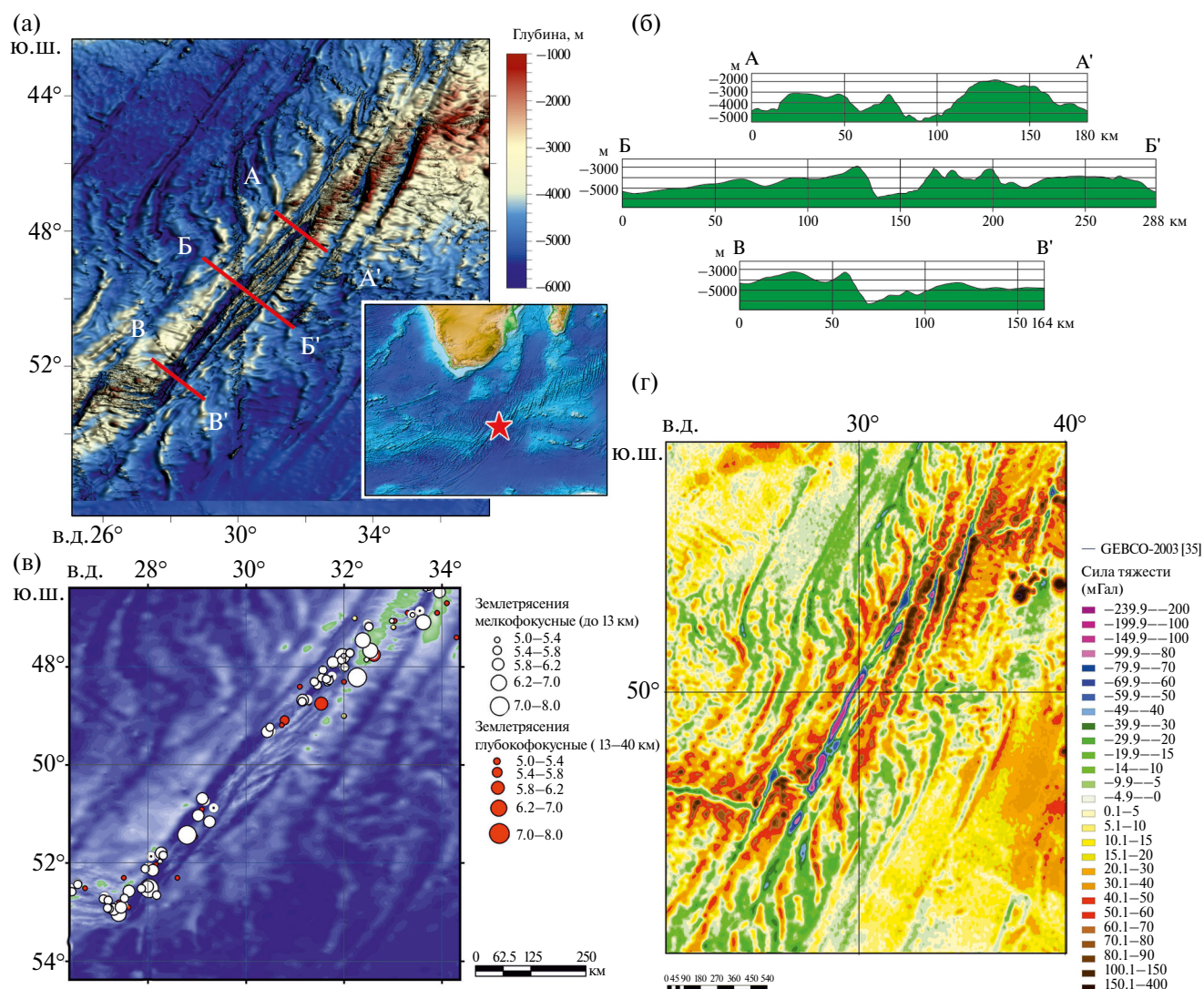


Рис. 8. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Эндрю-Бейн в Индийском океане (по данным [35]).

- (а) – Трансформный разлом Эндрю-Бейн (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

образование формируется на трансформном разломе с экстремальным для региона офсетом.

Сложная морфология линзовидного образования включает многочисленные структурные образования второго порядка: кулисообразно расположенные искривленные трог и межтроговые хребты, формирующие нередко веретенчатый рисунок, но без признаков внутреннего вдоль-осевого скола и спрединга. Активные сдвиговые процессы приурочены к одному из ограничивающих линзу дугообразных трогов.

Одна из вершин линзы выходит далеко за пределы активной части трансформного разлома,

другая вершина сопряжена с интерсектом. Краевые уступы квестообразные. Длина линзовидного образования существенно превышает офсет материнского разлома и составляет несколько сотен и первые тысячи километров, ширина достигает до 150–250 км. В своей истории эти структуры испытывали периоды активизации и относительного покоя, что отражено в их сложной морфологии.

Мультитрансформная линзовидная система

В том случае, когда смещение по одному из ограничивающих дугообразных разломов не может компенсировать сдвиговые напряжения, линзовидное

расширение может преобразоваться в линзовидную мультитрансформную область с внутренними зонами спрединга. Ее формирование на месте единичного трансформного разлома с большим офсетом подтверждает плановый рисунок ограничивающих линзу дугообразных краевых уступов, форма вершин линзы и их переход в однотроговые пассивные трансформные фланги, а также скученность трансформных трогов внутри линзы (рис. 9).

Подобные структуры зафиксированы в экваториальной части Атлантического океана (Долдрамс и Сан-Пауло) и в южной части Тихого океана (Вальдивия). В Индийском океане такие структурные образования не выявлены (см. рис. 1).

Мультитрансформная линзовидная система Долдрамс расположена в центральной Атлантике в районе 7–8° с.ш., в данную систему входят (см. рис. 9, а):

- разлом Долдрамс;
- разлом Вернадского;
- северный и южный трогов разлома Пушаровского;
- разлом Богданова.

Линза ограничена с севера и востока разломом Долдрамс, при этом с юга и запада линза ограничена безымянным разломом, который расположен в 50 км южнее разлома Богданова и определяется в зоне пересечения с срединно-океаническим хребтом как нетрансформное смещение. Пограничные разломы имеют в плане дуговидную форму и своими флангами срезают фланги внутренних трансформных трогов. Отличительной особенностью мультитрансформной линзовидной системы Долдрамс является зона внутреннего спрединга с короткими спрединговыми рифтовыми долинами и большой плотностью трансформных разломов [15]. Суммарный офсет составляет порядка 630 км.

С.Ю. Соколовым с соавт. [19, 20] мультитрансформная линзовидная система Долдрамс была выделена в отдельный класс полиразломных систем.

С.Г. Сколотнев с соавт. [15] относит эту систему к классу мегатрансформов.

Район почти полностью покрыт многолучевой батиметрической съемкой — здесь были проведены в 1987–2019 гг. комплексные экспедиции S06, S09, S22 и S45 Геологическим институтом РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) на НИС “Академик Николай Страхов” [15, 16].

Длина мультитрансформной линзовидной системы Долдрамс составляет ~1620 км, что более

чем в 2 раза превышает суммарный офсет, входящих в систему трансформных разломов. Ширина в центральной части составляет 175 км. Отношение длины к ширине составляет 9.3.

Вершины линзы находятся далеко за пределами суммарной активной части входящих в нее трансформ:

- западная вершина расположена в 500 км западнее интерсекта разлома Долдрамс;
- восточная вершина расположена в 530 км восточнее интерсекта разлома Богданова.

Мультитрансформную линзовидную систему Долдрамс можно разделить на северную и южную части.

Северная часть имеет линзовидную форму и ширину до 70 км, ограничена с севера трансформным разломом Долдрамс и включает в себя межразломную область Долдрамс–Вернадского, имеющую линзовидную форму и ширину до 50 км (см. рис. 9, а). С юга северная область ограничена трансформным разломом Вернадского. Параметры трансформных разломов следующие:

- глубина долины 4700 м, ширина 14–19 км (разлом Долдрамс);
- глубина долины 5000 м, ширина 5–10 км (разлом Вернадского).

В трогах сформированы мощные медианные хребты. Рельеф спредингового сегмента, входящего в состав северной области и межтрогового блока, близок к классической морфологии структур сводового поднятия срединно-океанического хребта.

Южнее расположена линзовидная область, сформированная близкорасположенными узкими глубокими долинами трансформных разломов (ширина 4–8 км, глубина >5000 м). Долины расположены на расстоянии 30 км, 15 км, 30 км друг от друга.

Такое близкое расположение обуславливает формирование уникального рельефа в межтроговом пространстве, где сигмовидные гряды находятся в центральном поднятии, расположенном между двумя трогам разлома Пушаровского (ширина не превышает 15 км), и цепи блоковых гряд — в двух более широких межтроговых областях, расположенных севернее и южнее разлома Пушаровского. Спрединговые сегменты, входящие в мультитрансформную линзовидную систему Долдрамс, характеризуются морфологией, типичной для срединно-океанического хребта с формированием узких глубоких рифтовых долин, но- дальных впадин, угловых уступов [15].

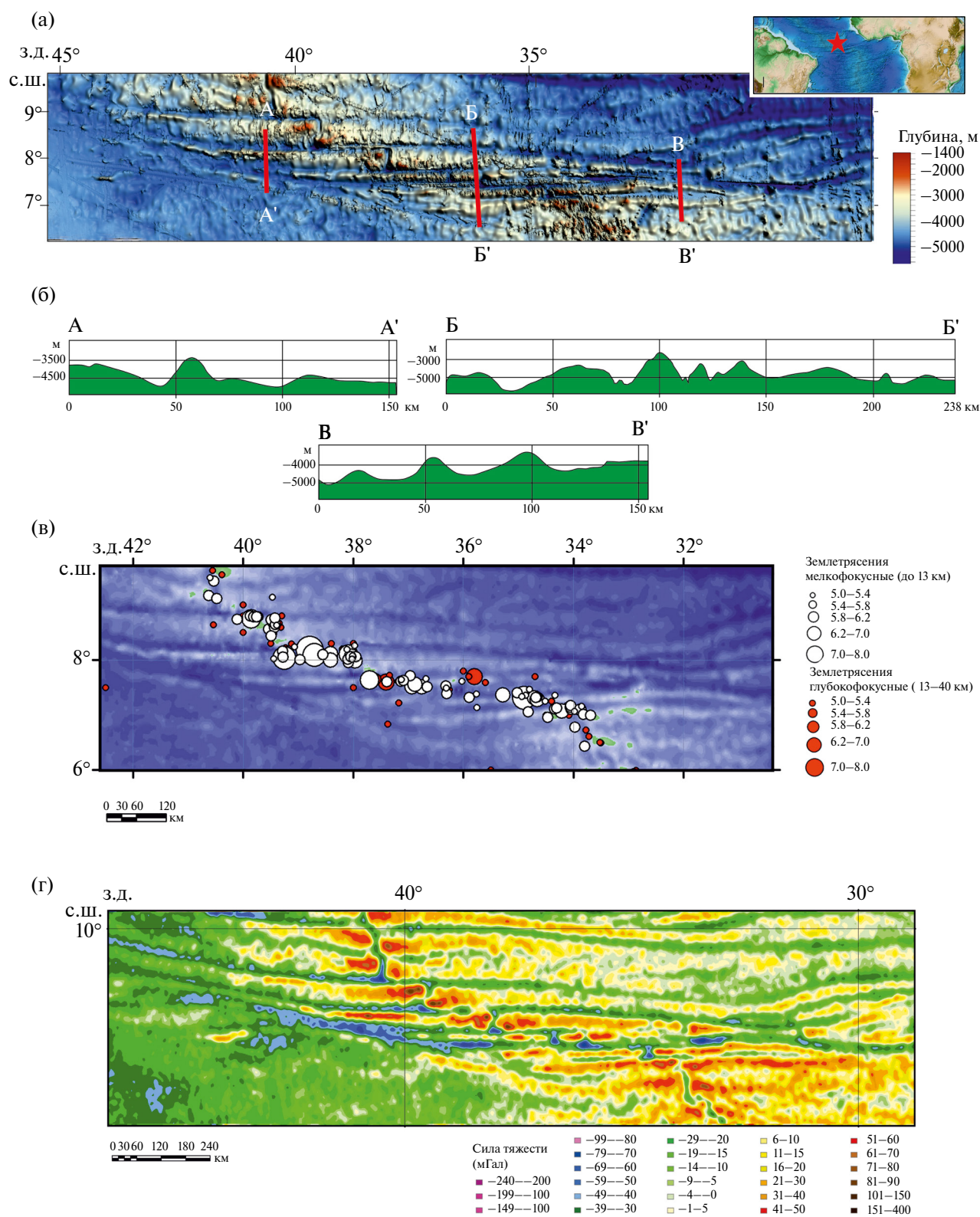


Рис. 9. Мультитрансформная линзовидная система Долдрамс в Атлантическом океане.

- (а) – Линзовидная система Долдрамс (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

С юга и юго-запада мультитрансформная линзовидная система Долдрамс ограничена дугообразным в плане уступом, разбитым на отдельные гряды. В области рифтового поднятия уступ переходит в нетрансформное смещение на широте $6^{\circ}47'$ с.ш.

В поле силы тяжести мультитрансформная линзовидная система Долдрамс выражена отчетливо, но без ярко выраженных экстремумов (см. рис. 9, в). Отрицательные значения приурочены к активным частям трансформ и спрединговым сегментам. Восточная вершина характеризуется значениями около -10 мГал, но для всего западного фланга линзы зафиксированы значения до -50 мГал, что характерно для нодальных впадин и трогов.

Сейсмические события приурочены к трансформным разломам и спрединговым сегментам, расположенным внутри мультитрансформной линзовидной системы Долдрамс (см. рис. 9, г).

Мультитрансформная линзовидная система Сан-Пауло. Эта система расположена в центральной Атлантике в районе экватора и включает четыре разломных трога, соединенных тремя небольшими фрагментами срединно-океанического хребта (рис. 10, а).

Суммарный офсет составляет около 560 км. Длина линзы 1400 км, ширина 86 км, соотношение длины к ширине 16.3. Западный фланг выходит за пределы срединно-океанического хребта на 230 км, восточный фланг — на 600 км (см. рис. 10).

Таким образом, для линзовидной структуры характерна четко выраженная восточная асимметрия.

Далее на флангах, за пределами линзовидной области, трансформный разлом прослеживается на запад как единичный трог и на восток как двойной трог, вплоть до континентальных окраин Африки и Южной Америки и имеет общую длину ~ 3800 км [1]. По времени заложения трансформный разлом Сан-Пауло относят к синрифтовым структурам [30].

Особенностью мультитрансформной линзовидной системы Сан-Пауло является не только асимметрия флангов, но и асимметрия расположения трогов срединно-океанического хребта, приуроченных к восточной стороне активной области линзы. Однако, если рассматривать линзу как самостоятельный объект, то расположение трогов срединно-океанического хребта относительно вершин линзы можно считать симметричным. Заложение линзы приурочено

к границе эоцена и палеоцена [29]. Вероятно, к этому времени относится перестройка всего региона.

С север—северо-востока и юг—юго-запада мультитрансформная линзовидная система Сан-Пауло ограничивается трансформными разломами, вдоль которых сформированы уступы:

- северный (четкий линейный квестообразный);

- южный (выражен в рельефе цепочками невысоких разрозненных гряд).

Внутренние трансформные трогги расположены с шагом ~ 30 км. Глубина варьирует в пределах 4000–4200 м. Ширина составляет 7–10 км. Пассивные части трогов заполнены осадками, в активных частях развиты небольшие фрагментарные медианные хребты.

Трансформы отделены друг от друга горными сооружениями, представляющими собой массивные глыбовые поднятия, постепенно с удалением от срединно-океанического хребта переходящие в разрозненные узкие гребневые хребты субмеридиональной ориентации. Вблизи крайнего западного интерсекта с восточной (активной) стороны северный пограничный уступ надстроен массивным субширотным горным хребтом (хребет Атоба), длина которого составляет ~ 100 км, ширина — 25 км. Абсолютная высота превышает 3500 м. Вершинная поверхность хребта выходит на дневную поверхность и образует остров Св. Петра и Павла (см. рис. 9, а).

В поле силы тяжести мультитрансформная линзовидная система Сан-Пауло выражена без больших экстремумов. Отсутствие ярких отрицательных аномалий вдоль трогов свидетельствует о том, что в системе не имеется такого недостаточного объема масс, как в трансформном разломе Романш, расположенном на расстоянии 250 км южнее. Отрицательные аномалии маркируют интерсекты и троговые долины. Интенсивная положительная аномалия (>100 мГал) приурочена к хребту Атоба (см. рис. 9, г).

Большинство сейсмических событий сосредоточено в пределах активной части линзовидной системы, причем максимум событий с магнитудой, превышающей $M > 6$, приурочен к северному троггу. В центральной части системы наблюдается зона пониженной сейсмичности (см. рис. 9, в).

В Тихом океане, в южном полушарии, можно уверенно выделить одну мультитрансформную линзовидную систему, сформированную на разломной системе Вальдивия, но для этой области

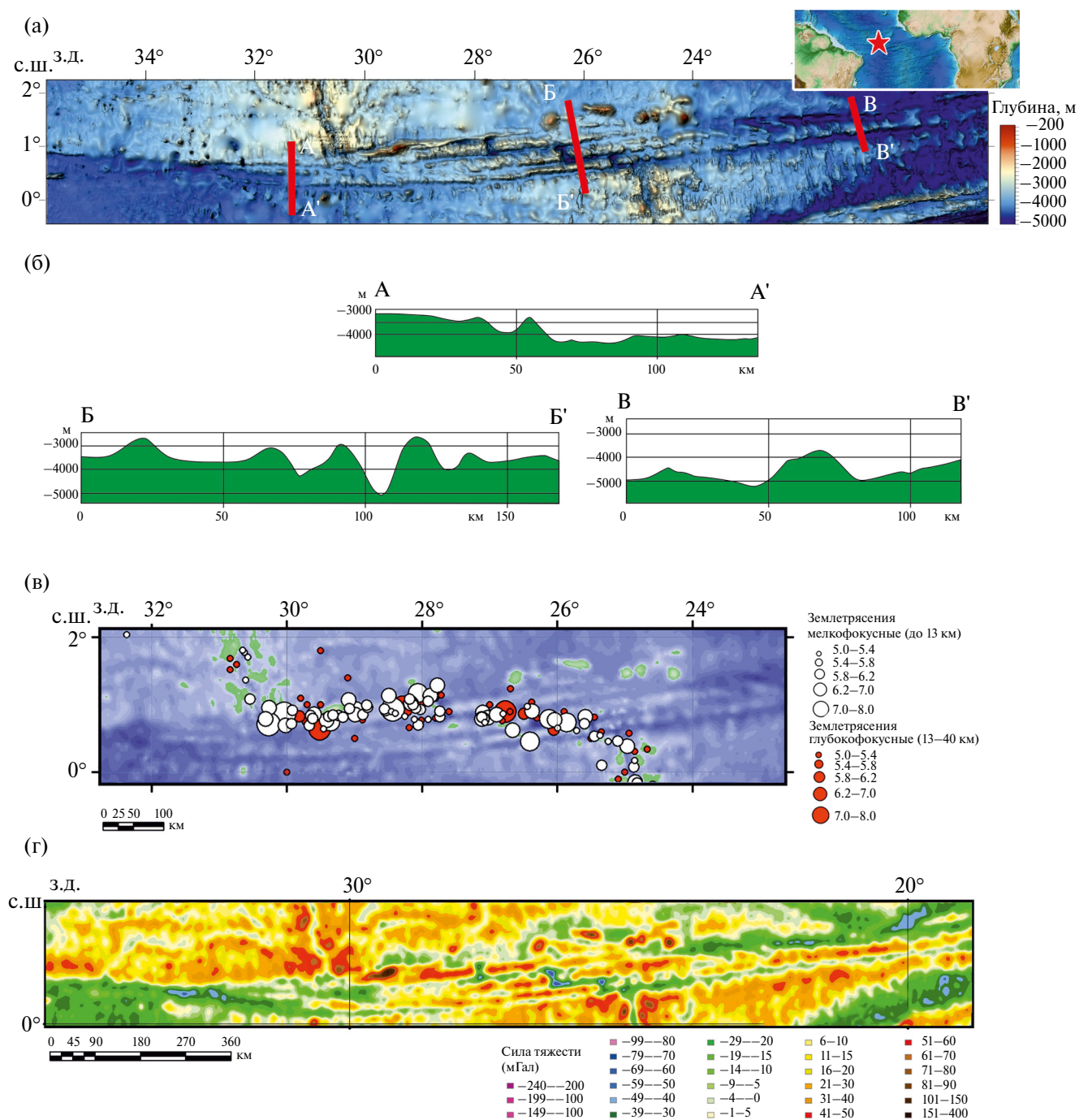


Рис. 10. Мультитрансформная линзовидная система Сан-Паулу в Атлантический океане.

- (а) – Система Сан-Паулу (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

не имеется детальной батиметрической съемки, и в морфоструктурном анализе мы использовали данные общих покрытий [35, 37].

Мультитрансформная линзовидная система Вальдивия. Эта структура расположена в юго-восточной части Тихого океана и включает семь

разломных трогов, соединенных шестью спрединговыми сегментами.

Суммарный офсет составляет ~630 км. Длина линзы 1850 км, ширина 130 км, соотношение длины к ширине 14. Западный фланг выходит за пределы срединно-океанического хребта

на 595 км, восточный фланг — на 610 км (см. рис. 10, а).

Долины трансформных разломов, ограничивающие структуру с север—северо-запада и с юго-востока в плане на большей части своей протяженности, имеют субширотное простираание и только в краевых частях меняют направление и срезают фланги внутренних трансформ.

Внутренние трансформные разломы имеют субширотное простираание. Ширина долин составляет 4–6 км, глубина — ~4600–4800 м. Трансформы отделены друг от друга горными сооружениями, представляющими собой массивные глыбовые поднятия шириной 20–25 км и до 2000 м высотой, постепенно, с удалением от срединно-океанического хребта, переходящие в более низкие разрозненные хребты.

В восточной вершине мультитрансформной линзовидной системы Вальдивия соединяются два трога. Фоновые глубины составляют 3700 м, глубина днища троговой долины достигает 5000 м.

На западе, в районе западной вершины, фоновая глубина составляет 4400 м севернее трога и 4800 м южнее трога, глубина троговой долины — 6300 м. Вдоль северного борта сформирован мощный узкий субширотный горный хребет длиной 150 км при ширине 25 км. Высота в гребневой части составляет ~3000 м. Далее на флангах, за пределами линзовидной области, трансформный разлом прослеживается на запад и восток как единичный трог.

В поле силы тяжести в центральной и восточной частях мультитрансформной линзовидной системы мультитрансформная линзовидная система Вальдивия выражена четко, но без ярко выраженных экстремумов (см. рис. 10, г).

В районе западной вершины мультитрансформной линзовидной системы проявлена максимальная положительная аномалия, соответствующая узкому хребту на северном борту трога (>100 мГал), и значительная отрицательная аномалия в троговой долине (-80 — -99 мГал).

Сейсмические события сфокусированы в пределах активных частей трансформных трогов и в спрединговых сегментах (см. рис. 10, в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая интерпретация

Линзовидные расширения зарождаются на трансформных границах в активной зоне

трансформного трога — в местах с самой тонкой океанической корой — как отклик на глобальную перестройку движения литосферных плит в регионе в том случае, когда появляется дополнительное растяжение поперек разломного трога. Молодые линзовидные расширения не выходят за пределы активной области трансформного трога и маркируют новейшие перестройки. Молодое образование выглядит как переуглубленный трог, имеющий в плане линзовидную форму. Постепенно вдоль оси линзы начинает формироваться медианный хребет, и единый трансформный трог разбивается на два дугообразных трога (рис. 11).

Если флуктуация в направлении движения плит не меняется, линзовидное расширение начинает разрастаться, выходя за пределы активной части трансформы. При этом возможно развитие двух сценариев (рис. 12):

- формирование трансформированного линзовидного бассейна, где сдвиговые напряжения реализуются по одному из двух обрамляющих трогов и разрастание идет в сторону одного из пассивных трогов;

- формирование линзовидной мультитрансформной системы с внутренней зоной спрединга и разрастанием линзы в обе стороны вдоль вмещающего разломного трога.

- В первом случае (формирование трансформированного линзовидного бассейна) развиваются трансформно-аккреционные структуры. Механизм представляется следующим: во внутренней области линзовидного расширения формируется линза, состоящая преимущественно из эксгумированных верхнемантийных пород (сухой спрединг), подвергшихся интенсивному тектоническому воздействию [5].

Сдвиг реализуется по одному из двух окаймляющих трогов, что подтверждается полученными сейсмическими данными. Этот сценарий реализуется в том случае, когда скорость спрединга длительно не меняется или меняется незначительно и система сохраняет способность компенсировать сдвиговые смещения без существенной внутренней перестройки. Вершины линзы оказываются при этом в разных условиях.

Одна вершина (примыкающая) формируется там, где активный трог сочленяется со Срединно-Атлантическим хребтом (см. рис. 12).

Другая вершина (перекрестная) расположена в районе второго интерсекта, где активный трог находится напротив интерсекта (см. рис. 12).

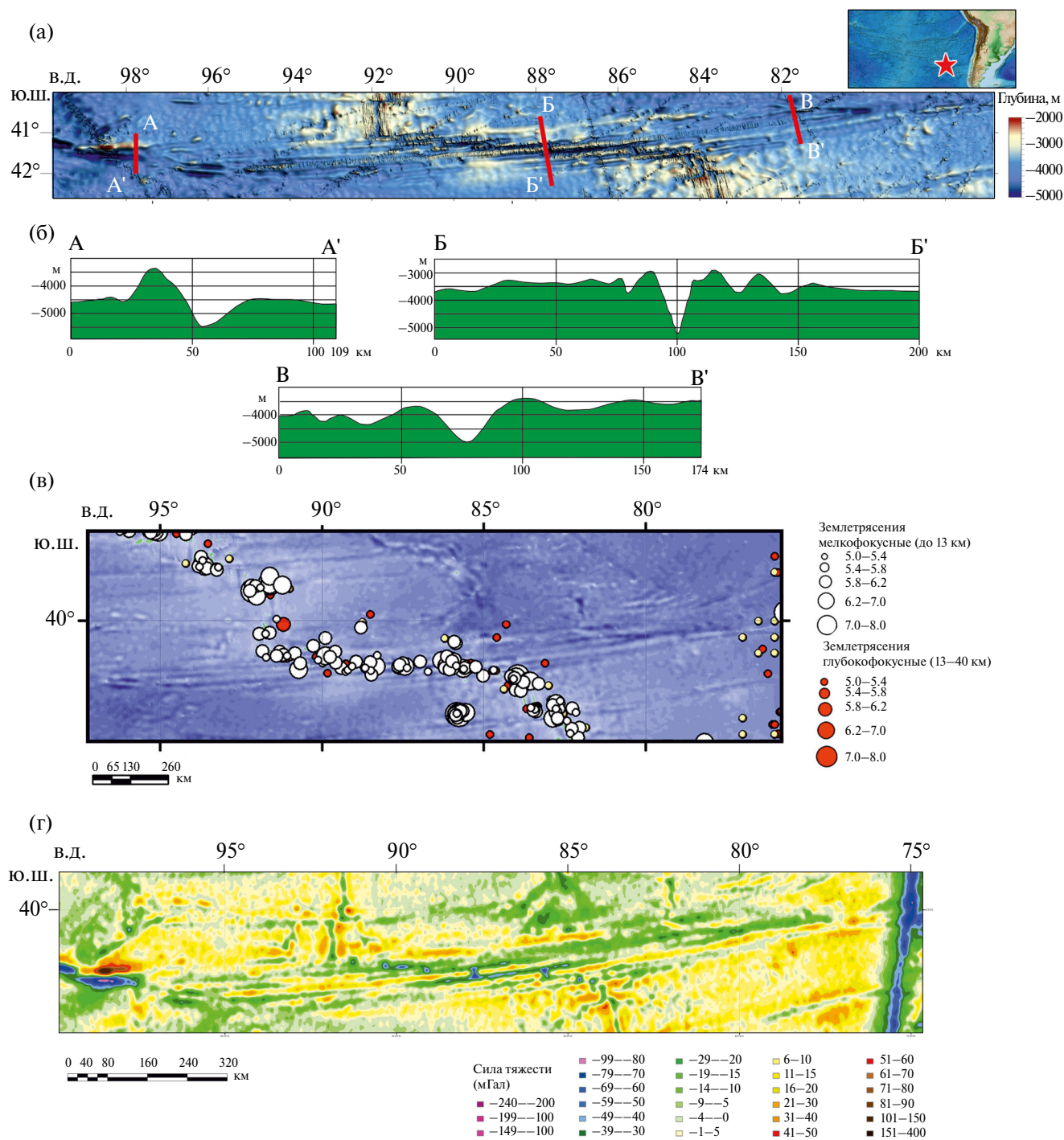


Рис. 11. Мультитрансформная линзовидная система Вальдивия в Тихом океане.

- (а) – Система Вальдивия (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

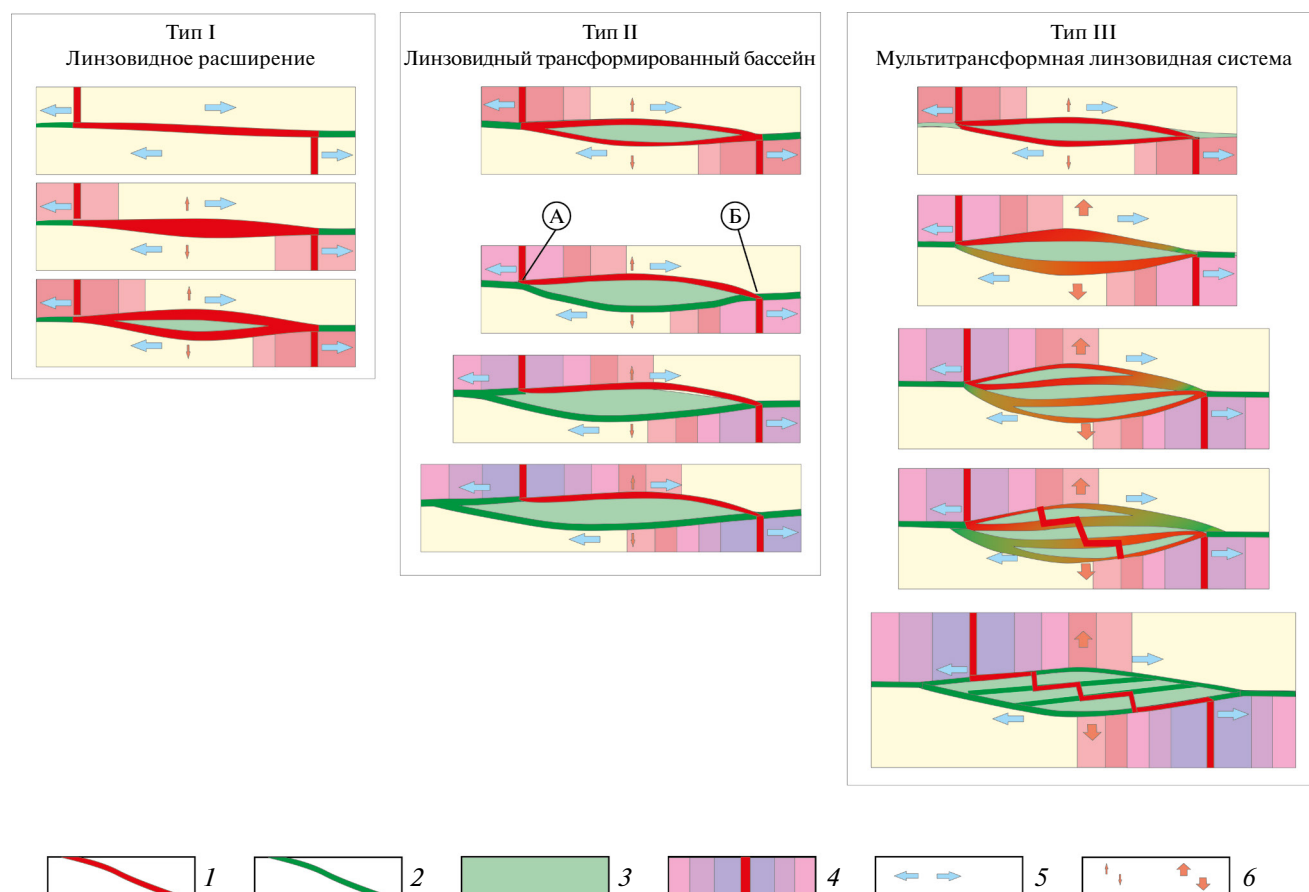


Рис. 12. Кинематическая модель этапов раскрытия и эволюционирования линзовидных расширений в трогах трансформных разломов

1–2 – трансформный трог: 1 – активный, 2 – пассивный; 3 – линза сильно деформированной литосферы; 4 – спрединговый хребет с новообразованными порциями океанической коры; 5 – направление спрединга; 6 – растяжение вкост трансформного трога, инициирующее раскрытие линзовидного расширения

Разрастание линзовидного пространства за счет аккреции внутри его обрамления идет со стороны примыкающей вершины линзы в сторону пассивного фланга материнского трансформного разлома (см. рис 12).

- Во втором случае (формирование линзовидной мультитрансформной системы) развиваются аккреционно-спрединговые структуры. Это становится возможным, когда скорость смещения вдоль трансформы существенно превышает скорость, которая была до перестройки, и сдвиг не может реализовываться вдоль одного трансформного трога. На начальном этапе активными остаются два дуговых обрамляющих разлома, а на более поздних стадиях формируется внутренняя система трогов и спрединговых центров (см. рис. 12).

Система развивается таким образом, что в осевой части расширенного в форме линзы трансформного трога начинает формироваться медианный хребет, затем он разрастается и разделяет

трансформную долину на два трога. Далее медианный хребет перерастает в межрифтовое поднятие, и линза начинает функционировать как система, состоящая из трогов, в которой сдвиги реализуются по двум окаймляющим трогам. Межрифтовое поднятие подвергается деформации, разбивается на несколько изогнутых блоков и разрастается. Окаймляющие трог начинают расширяться, приобретать линзовидную форму, в них начинают формироваться медианные хребты, которые постепенно перерастают в межрифтовые поднятия. Внутри линзы образуется несколько субпараллельных трогов.

Межтроговые поднятия разбиваются на блоки, и начинают формироваться внутренние спрединговые центры. Со временем интенсивные сдвиги по перекрещивающимся трогам начинают угасать, вершины линзы прикрепляются к прилегающим участкам океанического дна и далее начинают двигаться вместе с ним в сторону пассивных

частей трансформного разлома — линзовидная область начинает разрастаться за счет зон внутреннего спрединга и выходит далеко за пределы активной части материнской трансформы.

Процесс разрастания линзовидной области вкост материнской трансформы с формированием новых трансформных трогов и спрединговых центров продолжается до тех пор, пока есть поперечное растяжение и увеличение скорости расхождения континентальных плит в данном районе.

С прекращением поперечного растяжения мультитрансформная линзовидная система перестает активно разрастаться и продолжает существование в качестве мелкораздробленного сегмента срединно-океанического хребта. Вершины линзы и обрамляющие уступы входят в океаническую плиту и продолжают пассивно раздвигаться, при этом формирующиеся в активной области трансформные трог становятся параллельными, а мультитрансформная система переходит из линзовидной в миндалевидную форму.

ВЫВОДЫ

1. Линзовидные расширения формируются на трансформных границах, где сдвиг не компенсирует сложные пограничные взаимодействия и они реализуются с формированием сложных многоуровневых трансформных, трансформно-аккреционных и трансформно-аккреционно-спрединговых структур.

2. Преимущественная приуроченность линзовидных расширений к активным сегментам трансформ объясняется тем, что это наиболее ослабленные места с маломощной корой и минимальным магматическим дебетом, которые максимально подвержены влиянию перестройки кинематики плит.

3. Линзовидные расширения распространены преимущественно в южном полушарии, вероятно, основная причина заключается в том, что литосферные массы движутся в северном направлении, и в южном полушарии развит существенный фон с субмеридиональной компонентой растяжения, а спрединг не может в полной мере компенсировать новообразованное пространство.

4. Автором выделены три вида активных линзовидных расширений:

- линзовидная область;
- трансформированный линзовидный бассейн;
- мультитрансформная линзовидная система.

5. Для всех линзовидных расширений характерно наличие специфических квестообразных краевых уступов, которые могут использоваться в палеогеографических реконструкциях, т.к. они являются ключевым структурным элементом, маркирующим геодинамические перестройки в Мировом Океане.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность коллегам за помощь и поддержку и экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за профессионализм и самоотверженную работу в сложных экспедиционных условиях в Атлантическом океане. Автор признателен рецензентам А. О. Мазаровичу (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и А. А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М. Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 24-17-00097 “Атлантико-Арктическая рифтовая система: сегментация, эволюция, структурообразование и современная геодинамика”.

СЛЕДОВАНИЕ НОРМАМ НАУЧНОЙ ЭТИКИ

Автор заявляет, что не имеет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (экваториальная Атлантика) // Океанология. 1994. Т. 34. № 1. С. 107–112.
2. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. — Под ред. С.А. Ушакова. — М.: МГУ, 1987. 182 с.
3. Иванова Е.В., Сколотнев С.Г., Борисов Д.Г., Демидов А.Н., Бич А.С., Гиппиус Ф.Н., Грязнова А.С., Добролюбова К.О., Зингер Т.Ф., Коршунов Д.М., Левченко О.В., Машура В.В., Муччини Ф., Немченко Н.В., Пейве А.А., Перцев А.Н., Сани К., Санфилиппо А., Симагин Н.В., Соколов С.Ю., Феррандо К., Чамов Н.П., Шаховской И.Б., Шолухов К.Н. Комплексные исследования зон трансформных разломов Долдрамса и Вима в 45-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 488–490. Doi: 10.31857/S0030157420030028
4. Мазарович А.О., Агапова Г.В., Ефимов В.Н., Лиджи М., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Рихтер А.А.

- Пассивные части трансформных разломов Атлантического океана между 16° с.ш. и экватором // Геотектоника. 1997. № 5. С. 85–94.
5. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
 6. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан) // ДАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.
 7. Пейве А.А. О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Геотектоника. 2006. № 1. С. 31–43.
 8. Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Лиджи М., Турко Н.Н., Бонатти Э., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Цуканов Н.В., Барамыков Ю.Е., Ескин А.Е., Гриндли Н., Склейтер Д., Брунелли Д., Перцев А.Н., Чиприани А., Бортолуцци Д., Меркюри Р., Паганелли Е., Мучини Ф., Такеучи Ч., Зафанини Ф., Добролюбова К.О. Исследования зоны трансформного разлома Эндрю Бейн (Африкано-Антарктический регион) // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 77–80.
 9. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. №2. С. 5–19.
 10. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. — М.: Наука. 1991. 224 с.
 11. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // ДАН. 1994. Т. 334. № 1. С. 77–79.
 12. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. — М.: ГЕОС. 1995. 164 с.
 13. Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю., Пейве А.А., Цуканов Н.В., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Барамыков Ю.Е., Пономарев А.С., Ефимов В.Н., Ескин А.Е., Петрова В.В., Головина Л.А., Лаврушин В.Ю., Летягина Е.А., Шевченко Е.П., Кривошея К.В., Зотов Л.В. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика) // ДАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 525–529.
 14. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н., Былинская М.Е., Головина Л.А. Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районах развития нетрансформных смещений и плавления обогащенной мантии (на примере разлома Мартин Вас в Южной Атлантике) // Геотектоника. 2009. № 5. С. 25–49.
 15. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Лиги М. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26. Doi: 10.31857/S0016853X22010088
 16. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А., Мучини Ф., Соколов С.Ю., Сани К., Добролюбова К.О., Феррандо К., Чамов Н.П., Перцев А.Н., Грязнова А.С., Шолухов К.Н., Бич А.С. Новые данные по строению мегатрансформной системы Долдрамс (Центральная Атлантика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 29–32. Doi: 10.31857/S2686739720030184
 17. Соколов С.Ю. Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р- и S-волн // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Т. 24. № 2. С. 55–67.
 18. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Т. 32. № 4. С. 88–105.
 19. Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Ефимов В.Н., Соколов Н.С. Пространственная неустойчивость рифта в полиразломной трансформной системе Сан-Паулу, Атлантический океан // Геотектоника. 2016. № 3. С. 3–18. Doi: 10.7868/S0016853X16030115
 20. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. — Под ред. К. Е. Дегтярева — М.: Научный мир, 2018. 269 стр. (Тр. ГИН РАН. Вып. 618).
 21. Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. — Под ред. Ал.В. Тевелева. — М.: МГУ, 2005. 254 с.
 22. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Меренкова С.И. Остаточные отложения разломной зоны Вима, Центральная Атлантика // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 5. С. 400–407. Doi: 10.31857/S0024497X2005002X
 23. Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y. Plate tectonics and hotspots: The third dimension // Science. 1992. Vol. 256. P. 1645–1651.
 24. Attah K., Brown L., Guo J., Heanlein J. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana // Tectonophysics. 2004. No. 378. P. 1–16. Doi: 10.1016/j.tecto.2003.09.026
 25. Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: Evidence from dredged limestones // Tectonophysics. 1983. No. 91. P. 213–232.
 26. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Vera E. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // EOS Trans. AGU. 1994. Vol. 75. No. 32. P. 371–371.
 27. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Peyve A., Raznitsin Y., Chen Y.J. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 21 779–802.
 28. Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R., Ligi M. Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanism // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 240. P. 642–655. Doi: 10.1016/j.epsl.2005.10.010
 29. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // Geology. 2002. Vol. 30. P. 11–14.

- Doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2
30. Marcia M., Sichel S., Briaes A., Brunelli D., Ligi M., Ferreira N., Campos T., Mougél B., Brehme I., Hémond C., Motoki A., Moura D., Scalabrin C., Pessanha I., Alves E., Ayres A., Oliveira P. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault // *Nature Geosci.* 2016. Vol. 621. Doi: 10.1038/ngeo2759
 31. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. — Springer: Dordrecht—Heidelberg—London—New York Library of Congress, 2010. 288 p. Control Number: 2010934296. Doi: 10.1007/978-90-481-9358-5
 32. Peyve A., Bonatt E., Brunelli D., Chilikov A., Cipriani A., Dobrolubova K., Efimov V., Erofeev S., Ferrante V., Gasperini L., Hekinian R., Ligi M., Maurizio G., Mazarovich A., Perfiliev A., Raznitsin Y., Savelieva G., Sichler B., Simonov V., Skolotnev S., Sokolov S., Turko N. New data on some major MAR structures: Initial results of the R/V Akademik Nikolai Strakhov 22 Cruise // *InterRidge News.* 2000. Vol. 9. No. 2. P. 28
 33. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. No. B1. P. 1–18.
 34. Zhang Y.S., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // *Nature.* 1992. Vol. 355. No. 6355. P. 45–49.
 35. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Vers. 20141103. 2014. <https://www.gebco.net>. Accessed October, 2024.
 36. GPS Time Series Data. 2022. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. <https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>. Accessed October, 2024.
 37. USGS Search Earthquake Catalog. 2022. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>. Accessed November 17, 2022.
 38. NASA. Bathymetric Data Viewer. <https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry>. Accessed October, 2024.
 39. Golden Software Surfer. 2019. <https://www.goldensoftware.com/products/surfer/>. Accessed October, 2024.
 40. Global Mapper. 2014. <https://www.blumarmarblegeo.com/global-mapper/>. Accessed October, 2024.
 41. ESRI ArcGIS. 2017. <https://www.arcgis.com/index.htm>. Accessed October, 2024.

Evolution, Geodynamics and Morphology of the Lentis-Shaped Extension Zones of Transform Faults: Comparative Analysis and Kinematic Model

K. O. Dobrolubova^{a, *}

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: k_dobrolubova@mail.ru*

The article presents a new type of morphostructural objects defined by the author, these are intra-transform lens-shaped extensions confined to active troughs of transform faults. A morphostructural analysis is carried out using geophysical data. It has been revealed that such structures are formed in active zones of transform faults with the maximum offset of the segments of the mid-oceanic ridge. A classification of intratransform lenticular extension zones was carried out, according to which types I–III of morphostructures were identified, which illustrate not only various evolutionary stages, but also various kinematic scenarios. Type I is a lenticular area. This type includes small young (<10 Ma) lenticular extension zones of the local level, occurring mainly in the transform fault of the southern hemisphere. Type II is a lenticular transformed basin. It is a lenticular formation at the regional level with a large (~100 – ~300 km) offset formed on a large transform fault with a block of highly deformed lithosphere in the axial part of the lens and the implementation of shear movements along one of their fringing arc troughs, but without internal spreading segments. Type III is a multitransform lenticular system. This is a global level lenticular formation, located on a large transform boundary with extreme offset, limited by passive arc-shaped ledges and enclosed between them by several closely spaced transform trough valleys and internal spreading zones. A kinematic model is constructed for I–III identified types of morphostructures in accordance with the classification of intratransform lenticular extension zones.

Keywords: spreading, transform fault, geomorphology, transform fault tectonics, active part of transform fault, accretion, seismicity, gravity anomalies, kinematic model