

ЛИНЗОВИДНЫЙ ТРАНСФОРМИРОВАННЫЙ БАССЕЙН РОМАНШ (ЭКВАТОРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА): МОРФОЛОГИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА

© 2026 К.О. Добролюбова, Н.Н. Турко, А.С. Абрамова, С.А. Докашенко

*Геологический институт РАН, Москва, Россия, 119017;
e-mail: k_dobrolubova@mail.ru*

Поступила в редакцию 18.07.2025; после доработки 23.04.2026; принята в печать 27.06.2026

Рассмотрены особенности морфологии линзовидных трансформированных бассейнов (ЛТБ) в зонах трансформных разломов на примере ЛТБ Романш. Подобные системы уникальны для Мирового океана и являются отражением сложного сочетания спрединговых процессов и процессов, сопряженных со сдвигом, на тонкой океанической коре. Выделены морфоструктурные провинции ЛТБ: провинция аккреционного массива, провинция активного трансформного трога, провинции северного и южного обрамления. Построена морфоструктурная карта ЛТБ Романш. Рассмотрена морфология серии прибортовых хребтов, расположенных на Северном обрамляющем уступе ЛТБ Романш, формирующихся в обстановках локальной транспрессии и чувствительных к сменам геодинамических режимов. Выдвинута гипотеза, что прибортовые хребты могут быть маркерами региональных геодинамических перестроек. Предпринята попытка проследить историю формирования и трансформации хребта Филсбури. Два абразионных уровня и карбонатная платформа с кольцевой рифовой постройкой указывают на сложную, по крайней мере, двухэтапную историю воздымания хребта Филсбури.

Ключевые слова: Романш, экваториальная Атлантика, спрединг, трансформный разлом, гравитационные аномалии.

ВВЕДЕНИЕ

Трансформный разлом (ТР) Романш — один из самых протяженных и сложных в морфоструктурном плане разломов Атлантики, наследующий крупную континентальную дорифтовую сдвиговую область (Attoh et al., 2004). Его относят к демаркационным разломам (Мазарович, 2000; Пущаровский, 1995; Соколов, 2018). Общая протяженность ТР Романш 4300 км (рис. 1а), длина активной части разлома составляет, по разным оценкам, от 880 до 950 км, а скорость смещения флангов оценивается в 32 мм² в год (Дубинин, 1987, Bonatti et al., 1994; Tavares et al., 2020). По гравиметрическим данным интенсивная отрицательная аномалия в свободном воздухе, соответствующая зоне разлома Романш, четко прослеживается от побережья Южной Америки до побережья Африки и согласуется со структурным рисунком на континентах (Соколов, 2018). В активной части трансформного трога минимальные значения аномалии силы тяжести

в свободном воздухе $\Delta g_{св}$ достигают — 173 мГал (рис. 1б).

По данным донного опробования в районе активной части ТР Романш выявлен широкий спектр пород: от серпентинизированных перидотитов, габброидов, базальтов до брекчий различного состава и происхождения, а также известняков и песчаников. Для многих пород отмечены катаклаз и милонитизация (Сушевская и др., 2002; Bonatti et al., 1994).

В активной части ТР Романш сформирована область сильно деформированной литосферы, имеющая в плане линзовидную форму. По предположению М. Лиджи с соавторами (Ligi et al., 2002), активная зона ТР Романш представляет собой рассеянную границу между двумя сегментами срединного хребта, где смещение идет по двум дугообразным разломам, с более активным южным сегментом. Мы интерпретируем линзовидное расширение трансформного трога как особое морфоструктурное образование — линзовидный трансформированный бассейн (ЛТБ)

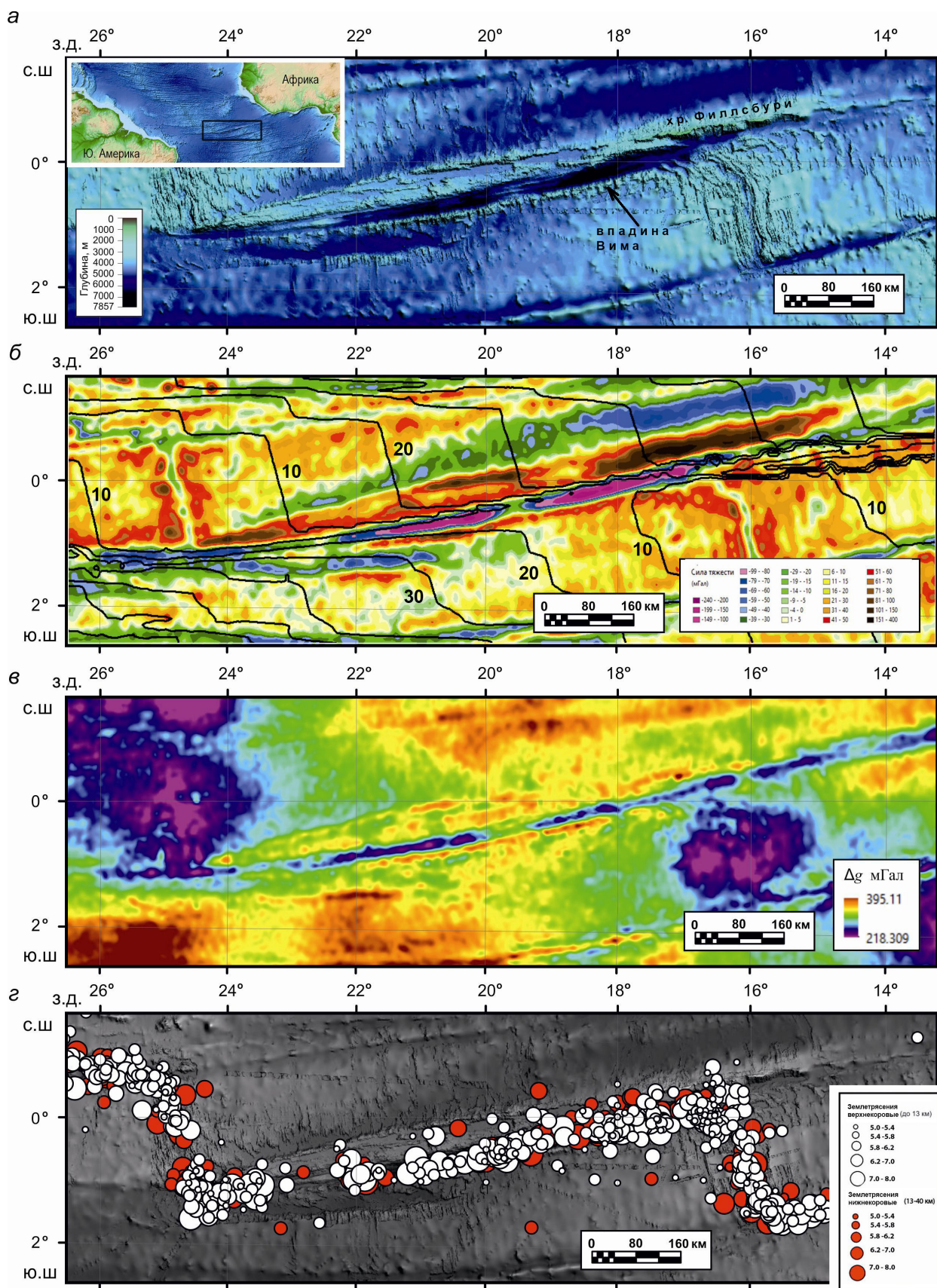


Рис. 1. Трансформный разлом Романш: батиметрическая карта (GEBCO, 2019) (а); карта аномалий силы тяжести в свободном воздухе (Sandwell, Smith, 2009) (б); аномалий силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных по данным аномалий силы тяжести в свободном воздухе и сглаженному рельефу (в); карта сейсмичности (USGS Search Earthquake Catalog, 2022) (г). Черными линиями показаны возраста с шагом в 10 млн лет (Muller et al., 2008).

(Добролюбова, 2025; Добролюбова, Соколов, 2026). Под термином ЛТБ мы подразумеваем линзовидное в плане расширение активной части трансформного разлома, ограниченное вдоль простирания дугообразными абиссальными уступами с пологим внешним и обрывистым внутренним склоном.

Между уступами сформировано массивное, сильно деформированное, линзовидное аккреционное тело, обрамленное пассивным северным и активным южным трансформным трогом, по которому реализуется абсолютное большинство сдвиговых перемещений. Аккреционное тело состоит в основном из эксгумированных верхнемантийных сильно деформированных пород. ЛТБ приурочен к активной части ТР Романш, но не совпадает с ней: западная вершина упирается в западное сочленение трансформного трога со Срединно-Атлантическим хребтом (САХ) (интерсект), а восточная вершина на 150 км выходит за пределы активной части трансформного разлома. Общая длина линзовидного трансформированного бассейна составляет 1110 км при ширине 88 км.

Морфологически ЛТБ представляет собой линзовидное в плане расширение активной части трансформного разлома, ограниченное вдоль простирания дугообразными в плане уступами, обращенными навстречу другу и в поперечном сечении имеющими форму квест с пологим внешним и обрывистым внутренним склоном. Далее, согласно (Соколов и др., 2024), мы эти уступы будем называть абиссальными уступами. Абиссальные уступы осложнены узкими высокими хребтами, которые принято называть поперечными или трансверсивными хребтами (Мазарович, 2000, 2003). Нам этот термин представляется не в полной мере отражающим морфологию объекта, поэтому в настоящей работе мы будем использовать термин «прибортовой хребет».

Между абиссальными уступами расположено массивное, сильно деформированное, линзовидное аккреционное тело (АК), обрамленное активным и пассивным трансформными трогами (Добролюбова, 2025). АК состоит в основном из эксгумированных верхнемантийных сильно деформированных и измененных пород, осложненных базальтовыми интрузиями.

Троги, обрамляющие АК, неравнозначны: южный активный трог характеризуется большими перепадами глубин, по нему фиксируется абсолютное большинство сейсмических

событий и сдвиговых перемещений; северный, пассивный трог, (т.н. Палеороманш) (Bonatti et al., 1994), напротив, характеризуется спокойным геодинамическим режимом, слабо выражен в рельефе и частично сnivelирован осадками.

Целью настоящей работы является морфотектонический анализ ЛТБ Романш, сформированного в активной части трансформного разлома Романш, а также реконструкция основных этапов формирования этого линзовидного бассейна.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы данные, включающие батиметрическую съемку, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), донное опробование (драгирование), полученные в комплексных экспедициях Геологического института (ГИН) РАН, проведенных на НИС «Академик Николай Страхов» в экваториальной Атлантике (рейсы 13, 16 в 1991–1992 и 1993 гг.).

Цифровая модель рельефа (ЦМР) с ячейкой грида 250 м рассчитана по данным площадного многолучевого эхолотирования, полученным в экспедициях ГИН РАН и в совместных экспедициях по российско-итальянскому проекту PRIMAR в 1994 и 1996 гг. (Gasperini et al., 1997). В качестве фонового покрытия в местах, где нет данных подробной батиметрической съемки, использовался 15-секундный грид GEBCO (GEBCO, 2019). Расчеты и построение цифровых моделей рельефа проводилось в программе Surfer-19. Морфометрические измерения и построения секущих профилей были получены с использованием ПО Global Mapper (Global Mapper, 2014).

Дополнительно привлечены данные геофизических покрытий, находящиеся в свободном доступе в сети интернет и скомпилированные в ГИС проекте на базе программного пакета ArcGIS (рис. 1а) (GEBCO 15", 2019; GPS Time Series Data, 2022; Bathymetric..., 2024; Search..., 2022).

Для определения возрастов геодинамических перестроек использовалась карта возрастов акустического фундамента, построенная по данным (Muller et al., 2008) (рис. 1б).

В работе использованы карта аномалий силы тяжести в свободном воздухе и карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (рис. 1в),

Fig. 1. The Romanche Transform Fault: bathymetric map (GEBCO, 2019) (a); free-air gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 2009) (б); Bouguer gravity anomalies calculated from free-air gravity anomalies and smoothed relief (в); seismicity map (USGS Search Earthquake Catalog. 2022) (г). Black lines indicate ages in 10-Ma increments (Muller et al., 2008).

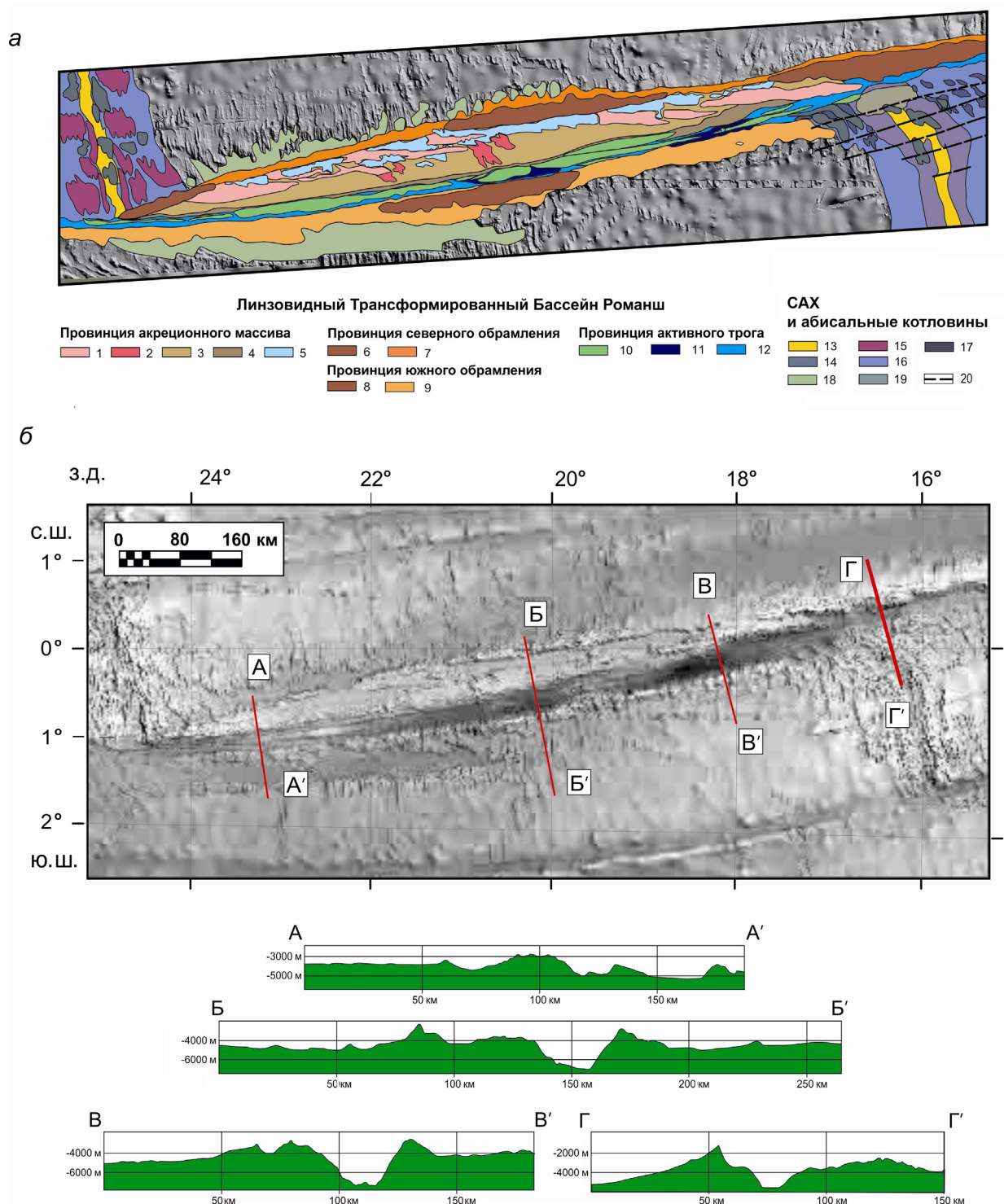
рассчитанная по данным аномалий силы тяжести в свободном воздухе на сетке 1' (Sandwell, Smith, 2009) и сглаженному рельефу (GEBCO, 2019). Аномалии в редукции Буге скомпенсированы за рельеф и их значения связаны с плотностными неоднородностями коры и верхней мантии.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе интерпретации геолого-геофизических данных была составлена морфострук-

турная схема активной части трансформного разлома Романш и прилегающих областей океанского дна (рис. 2). Помимо морфоструктур ЛТБ Романша, на ней показаны структуры рифтовой зоны и флангов срединно-океанического хребта и абиссальных котловин.

В пределах ЛТБ Романш четко выделяются четыре морфоструктурные провинции: провинция аккреционного массива с причлененной к ней долиной пассивного трога; провинция активного трансформного трога; провинции



северного и южного обрамляющих абиссальных уступов (рис. 3а).

Провинция аккреционного массива расположена в центральной части ЛТБ Романш, плановые размеры составляют 800×50 км (рис. 3а). Она имеет линзовидную в плане форму и представляет собой приподнятое на 1000 м нагорье с причлененной вдоль северной границы реликтовой долиной пассивного трога (палеотрансформа) (рис. 3б).

Рельеф нагорья сложный и представляет собой чередование узких изогнутых гряд и межгрядовых ложбин, заполненных хорошо дислоцированными осадочными породами. Амплитуда рельефа достигает 400 м. Плановый рисунок напоминает изогнутые кулисы (рис. 2а, 2б). Нагорье полого опускается к северу, вследствие чего большинство заполненных осадками ложбин с выровненным рельефом расположено в северной части провинции. Южная приподнятая часть нагорья практически лишена осадочного чехла и представляет собой горный массив с блоковым, местами мелкогрядовым рельефом. Южный борт массива круто обрывается в сторону активного трога трансформа Романш и выделяется нами в отдельную подпровинцию южного эскарпа (рис. 2а).

Вдоль северной границы провинции аккреционного массива, расположена долина палеотрансформа Романш, практически полностью заполненная осадками (рис. 2а; рис. 3б, профиль В–В').

Сейсмические данные, а также данные НСП свидетельствуют об относительно спокойном в настоящее время геодинамическом режиме на большей части провинции (рис. 1г, 3б). Это следует из практически отсутствующих в центральной (рис. 3б, разрез ББ') и восточной (рис. 3б, разрез В–В') частях линзовидного трансформного разлома (ЛТР) современных деформаций верхней части осадочного чехла. При этом акустический фундамент сильно расчленен сбросовыми нарушениями, которые в современном осадочном чехле не отражаются. В западной

части ЛТР (рис. 3б, разрез А–А') видны четкие признаки современных деформаций растяжения в субмеридиональном направлении с формированием нарушений сбросового типа амплитудой ~150 м. Северной границей провинции служит тыловой шов северного обрамляющего абиссального уступа. На восточном и западном флангах аккреционного массива сформированы мощные приподнятые гористые поднятия, имеющие в плане треугольную форму (рис. 2а).

Проведенное в данном районе донное опробование свидетельствует о широком распространении как ультраосновных пород, так и базальтов (Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997). Поднятые базальты представлены как офировыми, так и порфировыми разностями. Ультраосновные породы представлены в различной степени измененными гарцбургитами, перцолитами и дунитами.

Провинция активного трансформного трога Романш протягивается на 1100 км и представляет собой узкую и глубокую линзовидную депрессию, дно которой осложнено серией впадин и разделяющих их медианных хребтов (рис. 2а, 2б, рис. 3, рис. 4а). В восточной части долины расположена одна из самых глубоких впадин Атлантического океана — впадина Вима глубиной 7856 м на 18°30' з. д. (Bonatti et al., 1994) (рис. 1а). На западе провинция упирается в западное пересечение с САХ, на востоке более чем на 50 км выходит за пределы активной части ТР Романш. Борта трога крутые, в поперечном сечении долина напоминает грабен (рис. 3б, профиль А–А'; рис. 2б, профили Б–Б', В–В'). Нодальные впадины в разломе Романш в рельефе не выражены.

Вдоль активного трансформного трога сформированы медианные хребты и впадины, последовательно сменяющие друг друга. Хребты, по всей видимости, иллюстрируют обстановки сжатия, чередование которых характерно для сдвиговых областей и показывает псевдопериодичность в его проявлении вдоль разломного трога.

Рис. 2. Морфоструктурная схема активной части трансформного разлома Романш и прилегающих структур (а), карта оттененного рельефа и гипсометрические профили вкрест простирания ТР Романш (б): 1 — кулисообразные изогнутые хребты; 2 — поперечные гряды; 3 — аккреционный горный массив с мелкогрядовым рельефом; 4 — южные эскарпы аккреционного массива; 5 — палеодолина, заполненная осадками; 6 — северные прибортовые хребты; 7 — Северный абиссальный уступ; 8 — южный прибортовой хребет; 9 — Южный абиссальный уступ; 10 — медианные хребты; 11 — глубокие впадины; 12 — дно трога; 13 — рифтовая долина; 14 — гряды; 15 — хребты; 16 — свод САХ; 17 — впадины; 18 — прогибы, заполненные осадками; 19 — фланговые структуры САХ; 20 — сколы.

Fig. 2. Morphostructural diagram of the active part of the Romanche Transform Fault and adjacent structures (a); shaded relief map and hypsometric profiles across the strike of the Romanche Transform Fault (b): 1 — en echelon curved ridges; 2 — transverse ridges; 3 — accretionary bedrock massif with low-ridge topography; 4 — southern escarpment of the accretionary massif; 5 — paleovalley filled with sediments; 6 — Northern marginal ridges; 7 — Northern abyssal scarp; 8 — Southern marginal ridge; 9 — Southern abyssal scarp; 10 — median ridges; 11 — deep depressions; 12 — trough bottom; 13 — rift valley; 14 — ridges; 15 — mountain ranges; 16 — MAR crest; 17 — depressions; 18 — troughs filled with sediments; 19 — MAR flank structures; 20 — shears.

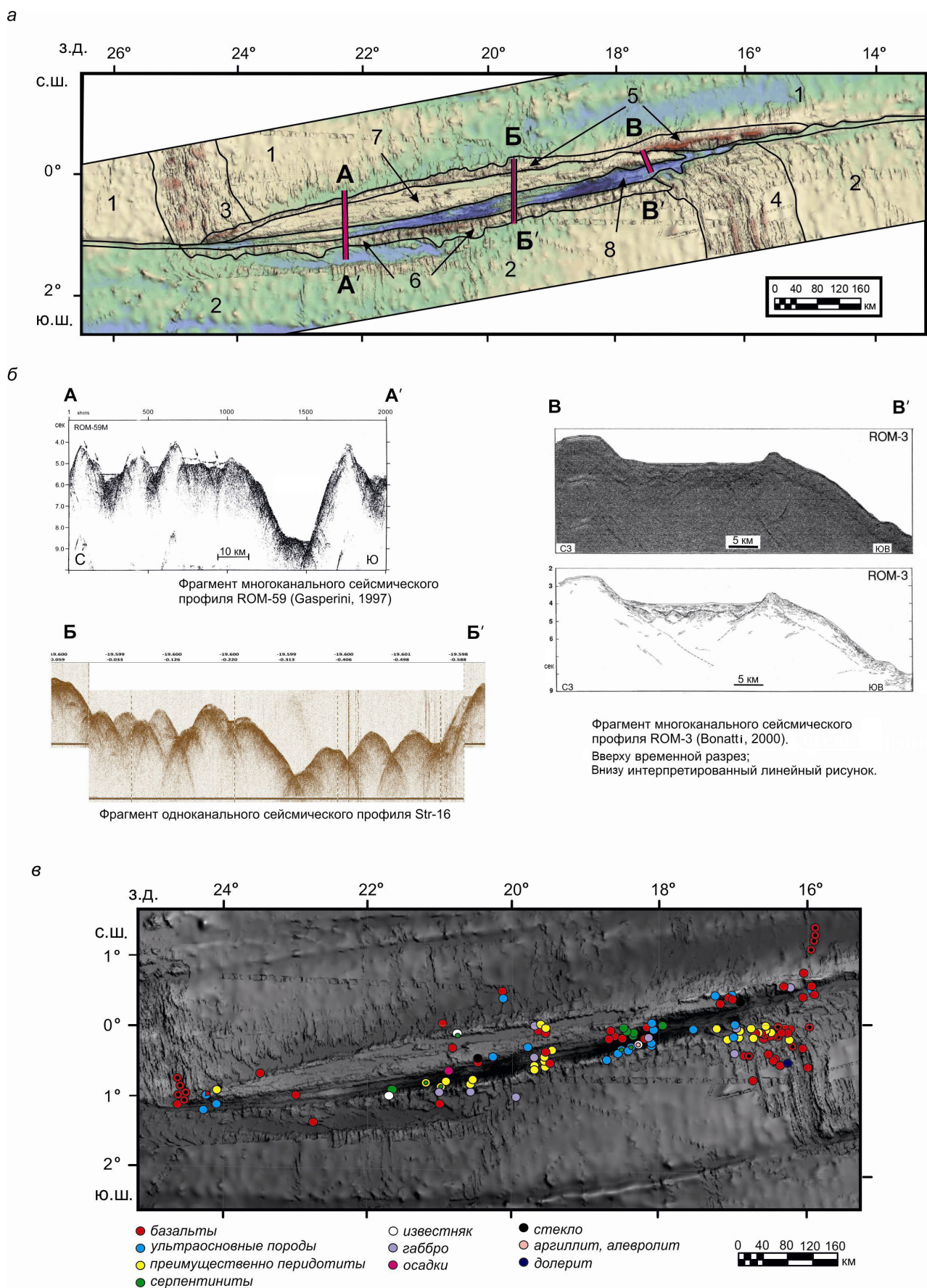


Рис. 3. Морфоструктурное районирование активной части трансформного разлома Романши и прилегающих областей (а): 1, 2 — провинции фланговых структур САХ; 3, 4 — западная и восточная провинции САХ; 5 — провинция северного обрамляющего абиссального уступа; б — провинция южного обрамляющего абиссального уступа;

Впадины в зонах трансенсии образуют геометрию пулл-апарт, в плане напоминающую ромб. В зонах транспрессии формируются положительные цветочные структуры выжимания, которые идентифицируются как медианные хребты, маркирующие основную ось трансформного трога.

Провинция активного трога разлома Романш — область концентрации мощных сейсмических проявлений (рис. 4б, 4в). Однако следует отметить, что события распределены неравномерно и сгруппированы в кластеры, среди которых особенно интересными нам представляются три блока: асейсмичные области, сейсмически активные области, приуроченные к интерсектам и области с максимальной концентрацией сейсмических событий, приуроченные к растущим медианным хребтам. При этом общий фон сейсмичности в западной части трога более спокойный (рис. 4б).

В западной части троговой долины, в 100 км от западного интерсекта расположен мощный медианный хребет длиной около 180 км, состоящий из трех надстраивающих друг друга горных сооружений, разделенных небольшими седловинами. Относительная высота блоков увеличивается с запада на восток, достигая последовательно 500–750–1000 м, а ширина 13–15–20 км соответственно. Поперечный профиль куполообразный с выположенной вершинной поверхностью. Крайне интересен тот факт, что эта область характеризуется как асейсмичная (рис. 4в).

В 240 км восточнее расположен блок из трех массивных медианных хребтов, практически перегораживающих троговую долину (рис. 4а). Длина центрального и северного хребтов составляет 110 км, при ширине 6 км и высоте около 1800 м, южный хребет значительно короче — 40 км, при высоте 1400 м и той же ширине, что и остальные. Вполне вероятно, что центральный хребет разрывает более древний на два фрагмента, которые оказались вжатым в борта долины (рис. 4г, профиль Б–Б'). Этот участок характеризуется максимальной интенсивностью сейсмических событий (рис. 4б). На сейсмическом профиле (рис. 3б, профиль Б–Б') видно отсутствие осадочного чехла в осевых долинах

между центральным и обрамляющими медианными хребтами и в то же время — наличие осадочных толщ между обрамляющими хребтами и бортами троговой долины, что интерпретируется нами, как доказательство существования по крайней мере двух импульсов транспрессии, приведших на первом этапе к формированию мощного медианного хребта и накоплению небольшого количества осадков, а затем его расколу и росту молодого медианного хребта на втором этапе.

Напротив восточного интерсекта расположен блок из трех медианных хребтов, морфологически сходный с описанным, но не такой массивный: высота не превышает 700 м, при ширине каждого из трех хребтов порядка 5 км фрагмента (рис. 4г, профиль В–В'). Примечательно, что длина центрального более молодого хребта составляет 110 км, что почти в два раза превышает длину хребтов, расположенных на флангах.

Донное опробование, проведенное в активном трогге показало, что здесь распространены базальты, габбро, перидотиты, серпентиниты, реже осадки и алевриты (Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997).

Провинция Южного обрамляющего абиссального уступа представлена четко выраженной квестообразной формой рельефа с крутым северным и пологим южным склонами (рис. 2б, профили Б–Б', В–В'). Провинция расположена между двумя спрединговыми центрами, ее длина составляет порядка 780 км, ширина варьирует от 14 до 32 км. В плане уступ имеет дугообразную форму и рассечен субмеридиональными грабенообразными структурами на три горных массива (рис. 1а). Абсолютная высота массивов с запада на восток составляет 1500, 2500 и 1000 м соответственно. Горные массивы разбиты поперечными разломами на отдельные блоки. На центральном блоке сформирован прибортовой хребет, который выражен в поле силы тяжести в свободном воздухе интенсивной положительной аномалией порядка 110 мГал (рис. 1б, 3а).

Западный спрединговый сегмент, в зону пересечения с которым упирается западная

7 — провинция аккреционного массива; 8 — провинция активного трансформного трога. Сейсмические профили (б): разрез А–А' по данным (Gasperini et al., 1997), разрез Б–Б' по данным 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», разрез В–В' по данным (Bonatti, 2000) (положения сейсмических профилей указано на а). Карта оттененного рельефа со станциями донного опробования: кружками показаны местоположения драг, цветом — преимущественный состав пород (в).

Fig. 3. Morphostructural zoning of the active segment of the Romanche transform fault and adjacent areas (a): 1, 2 — provinces of the MAR flank structures; 3, 4 — western and eastern MAR provinces; 5 — province of the northern marginal abyssal scarp; 6 — province of the southern marginal abyssal scarp; 7 — province of the accretionary massif; 8 — province of the active transform trough. Seismic profiles (б): section A–A' according to (Gasperini et al., 1997), section B–B' according to data from the 16th cruise of the R/V Akademik Nikolay Strakhov, section В–В' according to (Bonatti, 2000) (the locations of the seismic profiles are shown in a). Shaded relief map with seafloor sampling stations: circles indicate dredging locations, and colors indicate the predominant rock composition (в).

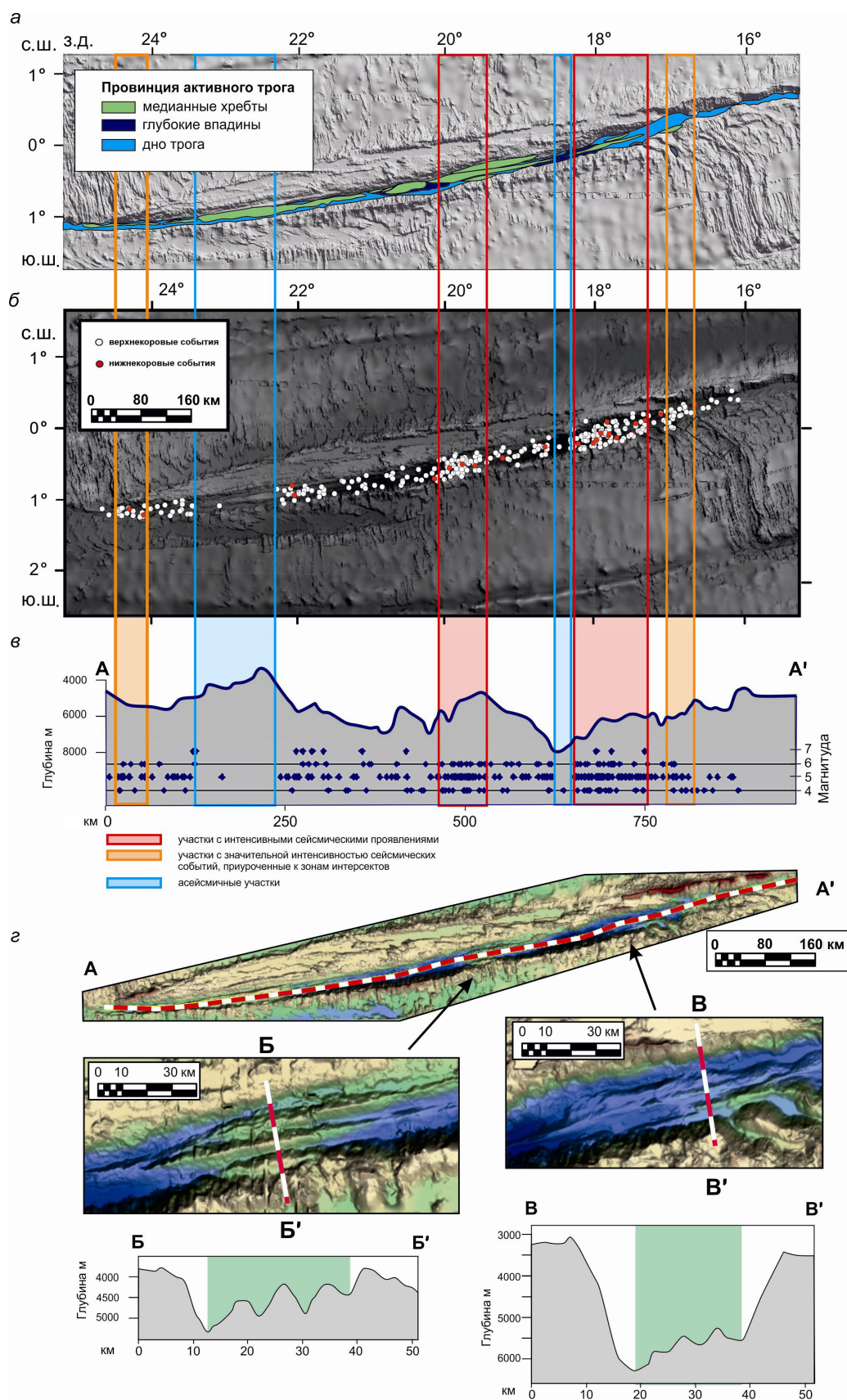


Рис. 4. Провинция активного трансформного трога Романш: морфоструктурная схема на карте оттененного рельефа (а); сейсмичность (б); гипсометрический профиль вдоль троговой долины с отображением сейсмических событий, ранжированных по магнитуде (в); положение профиля на батиметрической карте (г). Стрелками указано положение поперечных профилей. Зеленым цветом на профилях Б–Б' и В–В' выделены медианные хребты.

вершина линзовидного бассейна, имеет типичное строение, характерное для осевой и гребневой зон САХ (рис. 3а). Рифтовая долина спрямлена и расположена ортогонально к оси линзовидного бассейна, активный трог трансформного разлома подходит к ней под углом $\sim 97^\circ$. Ширина долины 12 км, поперечный профиль корытообразный. Борты, в целом, симметричны, в нижней части террасированы. Западное крыло САХ граничит с трансформным трогом, восточное — с вершиной аккреционного массива, что в условиях повышенной магмогенерации становится предпосылкой формирования прибортового хребта. В этом месте зафиксирована интенсивная положительная аномалия силы тяжести порядка 118 мГал (рис. 1б).

Восточная вершина ЛТБ Романш выходит на 150 км за пределы активной зоны ТР Романш, соответственно южный спрединговый сегмент САХ ограничивает ЛТБ с юга на отрезке порядка 260 км, что, по всей видимости, оказывает существенное влияние на морфологию спредингового хребта (рис. 1а). На расстоянии до 70 км южнее восточного интерсекта рифтовая долина представляет собой серию впадин, смещенных в западном направлении и может быть охарактеризована, как область пониженной магмогенерации и рассеянного спрединга (Bonatti et al., 1994) (рис. 2а). Существенное влияние оказывает, вероятно, изостатический эффект, возникающий при субмеридиональном направлении кинематики прилегающих плит (Соколов, 2018).

Южнее абиссального уступа расположен обширный субширотный прогиб, протяженностью около 350 км. Напротив западного интерсекта ширина прогиба не превышает 20 км, но постепенно увеличивается в восточном направлении и достигает практически 65 км на долготе 21° (рис. 1а, 2а). С юга прогиб ограничен хорошо выраженным в рельефе уступом, морфологически напоминающим абиссальный уступ (рис. 2б, профиль А–А'). По всей видимости этот уступ маркирует зону активного субмеридионального растяжения, отмершую после раскрытия линзы ТР Романш.

Проведенное в этой провинции драгирование показывает преобладание ультраосновных пород (рис. 3в). Кроме того, были подняты базальты, габбро и известняки органогенно-детритовой структуры.

Провинция Северного обрамляющего абиссального уступа представляет собой массивное горное сооружение, простирающееся вдоль всего

северного края ЛБТ Романш (длина 1200 км) и разбитое поперечными разломами на отдельные блоки (рис. 2). Уступ в плане имеет слабовыгнутую дугообразную форму. Северные склоны уступа более пологие и осложнены многочисленными субпараллельными спрямленными отрогами, имеющими субмеридиональное направление, что делает его рельеф схожим с мелкогрядовым рельефом, характерным для флангов СОХ и развитым севернее. Южные склоны более крутые и обращены в сторону трансформного трога, поперечный профиль имеет квестообразную форму (рис. 3б, профили Б–Б', В–В', Г–Г'). Вдоль простирания хребет осложнен тремя сильно приподнятыми блоками, разделенными протяженными относительно маловысотными участками: абсолютная высота блоков с запада на восток составляет 2000, 1500 и 2500 м. Эти приподнятые блоки представляют собой три разноуровневых прибортовых хребта (рис. 3а, 5). Самый массивный и древний — восточный хребет характеризуется плоской вершинной поверхностью, что свидетельствует о субаэральном периоде его существования и последующем погружении (Bonatti et al., 1994). Провинция Северного уступа с севера отделена от абиссальной котловины протяженным субширотным прогибом шириной порядка 30 км, фрагментарно заполненным осадками. Дно прогиба выровненное, субгоризонтальное. С севера к прогибу подходят субмеридиональные гряды, типичные для грядового рельефа флангов СОХ и, постепенно погружаясь, нивелируются осадочным чехлом.

Проведенное донное опробование района (рис. 3в) показало широкое распространение слабоизмененных базальтов, а также ультраосновных пород с разной степенью серпентинизации, иногда полностью переходящих в серпентиниты. С вершины одного из прибортовых хребтов были подняты известняки с обломками перидотитов и раковинами радиолярий (Bonatti et al., 1994).

Прибортовые хребты представляют собой узкие высокие горные сооружения высотой более 1000 м при ширине, не превышающей 20 км. Хребты достигают в длину 200–300 км и располагаются друг от друга на расстояниях, сопоставимых с их размером (рис. 1а, 3а, 5а, 5б). В гравитационном поле хребты представлены ярко выраженными положительными аномалиями (рис. 1б).

Западный прибортовой хребет (рис. 5, профиль А–А') представляет собой массивное молодое двухвершинное по пространству горное сооружение, ориентировочный возраст

Fig. 4. Province of the active Romanche transform trough: morphostructural scheme on a shaded relief map (a); seismicity (b); hypsometric profile along the trough valley displaying seismic events ranked by magnitude (c); location of the profile on a bathymetric map (d). Arrows indicate the location of the transverse profiles. Median ridges are highlighted in green on profiles Б–Б' and В–В'.

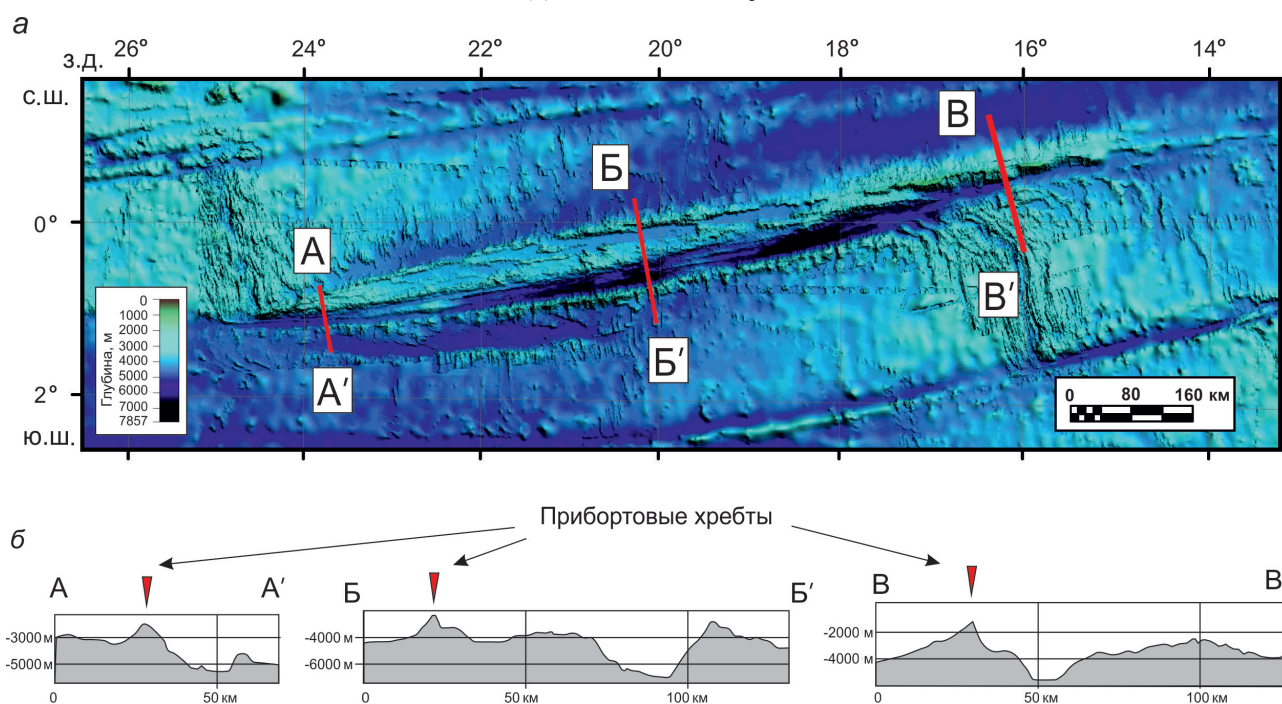


Рис. 5. Батиметрическая карта трансформного разлома Романш (GEBCO, 2019) (а); гипсометрические профили, секущие трансформный трог (б).

Fig. 5. Bathymetric map of the Romanche Transform Fault (GEBCO, 2019) (a); hypsometric profiles across the transform trough (b).

которого определяется нами в районе 5 млн лет (Müller, 2008). Хребет упирается западным концом в место сочленения рифтовой долины и трансформного трога и имеет длину ~90 км при ширине 17 км. Абсолютная высота гребней оценивается в 2 км, распадок ниже на 550–600 м. Поперечный профиль близок к симметричному, углы наклона достигают местами 12°. Интенсивная положительная гравитационная аномалия, а также повышенная сейсмичность региона указывает на то, что в настоящее время горное сооружение испытывает интенсивный подъем (рис. 1б, 1г).

Центральный прибортовой хребет (рис. 5, профиль Б–Б') расположен напротив средней части линзовидного бассейна, на расстоянии 213 км от Западного прибортового хребта и характеризуется спокойной геодинамической обстановкой. Он состоит из нескольких кулисообразно расположенных, хребтов, имеющих общее основание. Хребты разбиты на отдельные сегменты глубокими поперечными депрессиями. Длина горного сооружения составляет 260 км, ширина достигает 18 км. Отдельные вершины поднимаются до глубин 2350–2430 м, глубины депрессий местами достигают 3560–3600 м, основание хребта расположено на глубинах 4400–4300 м. По палеомагнитным данным возраст хребта составляет 25–30 млн лет (Müller, 2008), но отметим, что по оценкам авторов цитируемой статьи, в приэкваториальной области эти данные

имеют высокую (до 15 %) ошибку. Интенсивная положительная гравитационная аномалия свидетельствует о том, что в этом районе до сих пор существует некомпенсированный переизбыток масс (рис. 2б). Центральный прибортовой хребет не испытывал экстремальное поднятие и не выходил на дневную поверхность, о чем свидетельствует незэродированная поверхность гребня, поэтому очень трудно судить, когда прекратился подъем и началось опускание. Поднятие могло продолжаться и после выхода хребта из зоны транспрессии, так как повышенная трещиноватость породы способствует проникновению морской воды вглубь коры, что, в свою очередь, ускоряет процессы серпентинизации, которые сопровождаются увеличением объема. Косвенно о вкладе серпентинизации свидетельствует поперечная форма хребта — близкая к куполообразной.

Самый восточный из прибортовых хребтов — хребет Филлсбури (рис. 1а), является наиболее мощным и древним. Хребет расположен напротив восточного интерсекта и представляет собой узкий плосковершинный горный массив, поднимающийся до глубин менее 1000 м (минимальная отметка 930 м). С хребтом соотносится самая интенсивная положительная аномалия силы тяжести в свободном воздухе в регионе (рис. 1б), что свидетельствует об аномальном некомпенсированном подъеме на начальных этапах формирования хребта. Учитывая

полускорость спрединга, равную 16 мм/год (Cande et al., 1988), возраст базальтовой коры в районе хребта оценивается примерно в 50 млн лет (Palmiotto et al., 2013). Это подтверждается данными драгировок, где были подняты палеоцен-эоценовые песчаники (Gasperini et al., 1997).

Авторам настоящей статьи представляется непротиворечивым аналогия с прибортовым хребтом Атоба, расположенным севернее в районе западного интерсекта линзовидной спрединговой системы Сан-Пауло (Добролюбова, 2025). В настоящее время вершинная часть хребта возвышается над поверхностью океана в виде о. Св. Петра и Павла. То есть вполне вероятной

представляется возможность экстремального воздымания хребта Филлсбури еще на начальной стадии его формирования при реализации обстановки транспрессии в вершине молодого линзовидного образования в трогe Романш на фоне проградации на юг спредингового хребта.

Хребет Филлсбури включает в себя пять отдельных блоков, представляющих собой расположенные кулисообразно узкие, спрямленные хребты (рис. 6а). В настоящее время оси хребтов составляют в пространстве последовательность, в которой каждый следующий (более молодой) блок подвернут относительно предыдущего на небольшой угол. Суммарный подворот

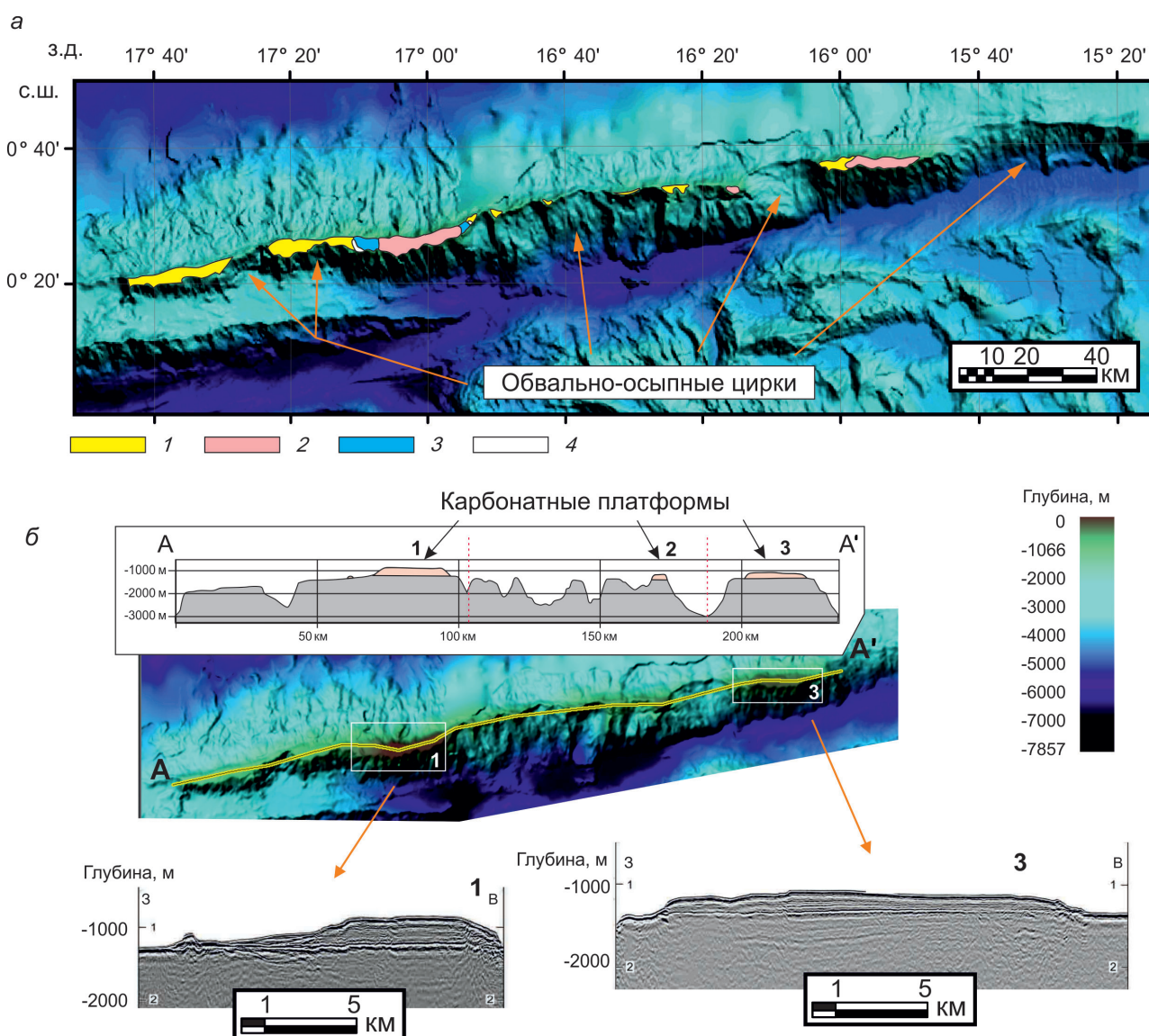


Рис. 6. Батиметрическая карта хребта Филлсбури (а) и гипсометрический профиль вдоль гребня хребта (б). На врезках показаны многоканальные сейсмические профили, проведенные в местах формирования карбонатных платформ (Palmiotto et al., 2013). 1 — плоские вершинные поверхности, сложенные коренными породами; 2 — карбонатные платформы; 3 — лагуны; 4 — коралловые рифы.

Fig. 6. Bathymetric map of the Phillipsbury Ridge (a) and a hypsometric profile along the ridge crest (b). The insets show multichannel seismic profiles acquired in areas of carbonate platform formation (Palmiotto et al., 2013). 1 — flat summit surfaces composed of bedrock; 2 — carbonate platforms; 3 — lagoons; 4 — coral reefs.

оценивается нами в 12°. Такой плановый рисунок показывает с одной стороны стадийность процессов генерации вещества в спрединговом центре и, с другой стороны, является маркером импульсной проградации рифта на юг на начальных стадиях формирования хребта. Вершинная поверхность всех блоков выровненная (Gasperini et al., 1997), что свидетельствует о длительном субаэральном периоде.

Многоканальные сейсмические профили (МОВ ОГТ), проведенные вдоль гребня хребта Филлсбури, выявили три приподнятых участка протяженностью около 50 км (рис. 6б). Для всех участков характерно наличие мощного горизонтального рефлектора, который, согласно результатам отбора проб, представляет собой карбонатные платформы (Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997). Карбонатные платформы имеют мощность около 300 м, с изотопным возрастом Sr 10–6 млн лет (Palmiotto et al., 2013).

Драгирование на склонах ниже карбонатных платформ показало наличие океанических базальтов и долеритов. Это дает основания для предположения, что карбонатные платформы были сформированы на базальтовой океанической коре и представляли собой три острова (Bonatti et al., 1994; Gasperini et al., 1997).

Хребты 1 и 2 сливаются в один массив, протяженность которого составляет ~96 км. Это узкий длинный хребет с плоской вершинной поверхностью, имеющей два уровня, соответствующих, вероятно, разным стадиям абразионного выравнивания. Более древний уровень развит на западном окончании хребта и наклонен на запад вдоль простирания хребта. Более молодой срезает восточный фланг хребта и имеет субгоризонтальную поверхность. На этом уровне сформирована мощная (до 300 м) карбонатная платформа. На этом участке отмечены минимальные глубины — порядка 930 м. Там были драгированы мелководные рифовые известняки, формировавшиеся на глубинах ~50 м и прошедшие субаэральный диагенез. (Bonatti et al., 1994). 3-й хребет представлен фрагментарно. Большая часть его южного борта и вершинной поверхности разрушена мощными обвальными оползновыми процессами. Остатки вершинной поверхности сохранены на уровне 1300–1400 м и лишь на одной из них сформирована карбонатная платформа. Плановые размеры блока с карбонатной платформой составляют 2×4 км, глубина 1150 м. 4-й хребет практически полностью покрыт мощной карбонатной платформой, расположенной на глубине 1115 м. Глубина основания, на котором заложена платформа составляет 1365 м. Формирование карбонатных отложений на мелководье началось в нижнем миоцене (между 25 и 18 млн лет назад). Медлен-

ное погружение платформы относят к среднему миоцену (между 18 и 13 млн лет назад) (Gasperini et al., 1997). Мощность карбонатных платформ на всех вершинах практически одинакова (300 м), что дает основание предполагать их одновременное формирование. Прибортовой хребет в этот период времени либо медленно опускался, либо испытывал медленные колебательные движения в небольшом диапазоне глубин. После 10 млн лет опускание резко ускорилось и дальнейшее формирование известняков стало невозможным.

На заключительном этапе, возможно в последние 5 млн лет, южный склон хребта Филлсбури подвергся существенному разрушению склоновыми процессами. Особенно пострадала центральная часть: напротив восточного интерсекта четко видны три сброшенных обвальными оползновыми цирками. Троговая долина у основания цирков частично перегорожена, по всей видимости оползновыми телами (рис. 6а). Мы связываем активизацию склоновых процессов вдоль южного склона хребта Филлсбури с непосредственной близостью сейсмически активного восточного интерсекта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В активной части трансформного разлома Романш сформирован сложный морфоструктурный парагенез, происхождение которого до сих пор является дискуссионным. М. Лиджи с соавторами (Ligi et al., 2002) одними из первых объяснили возникновение линзовидного расширения в трансформном разломе Романш тем, что вследствие большого температурного контраста разновозрастных литосферных плит, контактирующих по разлому, в активной части трансформного трога могут образоваться два дугообразных в плане сдвига, сопряженных с двумя зонами пониженной прочности литосферы, вдоль которых происходит разнонаправленное движение смежных литосферных плит.

Нам представляется непротиворечивым предположение, что формирование линзовидной области в активной части ТР было вызвано резкой сменой внешних условий, например появлением значительного некомпенсированного локального растяжения вкрест структуры.

ЛТБ Романш зародился на тонкой океанической коре в активной зоне трансформного разлома как отклик на глобальную перестройку движения литосферных плит в регионе предположительно на границе палеоцена и эоцена. На предварительном этапе, длившемся по нашим оценкам как минимум 20 млн лет, имело место субмеридиональное растяжение и утонение новообразованной коры в широкой полосе порядка 150 км вдоль трансформного трога. Об этом

свидетельствуют широкие углубленные, вытянутые субшироко депрессии, расположенные севернее и южнее трога. Активизация раздвиги предположительно 55 млн лет назад привела к фокусировке напряжений в троговой долине и формированию линзовидного расширения в активной части трога, которое впоследствии преобразовалось в ЛТБ со сложным сочетанием трансформно-аккреционных структурных комплексов и реализацией сдвиговых движений по южному активному трогу (Добролюбова, 2025). Этот сценарий реализуется в том случае, когда скорость спрединга долгое время не меняется или меняется незначительно и система сохраняет способность компенсировать сдвиговые смещения без существенной внутренней перестройки. Разрастание линзовидного пространства за счет аккреции идет в двух направлениях: вкост трансформного трога со стороны активного трога за счет приращения с юга медианных хребтов и в длину со стороны «примыкающей» вершины линзы в сторону пассивного фланга материнского трансформного разлома (Добролюбова, 2025). Аккреционный массив при этом подвергается интенсивному тектоническому, вулканическому и метаморфическому воздействию, о чем свидетельствует морфоструктурный облик, а также данные донного опробования и сейсмического профилирования.

За последние 55 млн лет ЛТБ Романш испытывал по крайней мере три периода активизации тектонических процессов и два периода относительного покоя. Маркерами усиления активности являются прибортовые хребты, формирующиеся преимущественно на северном обрамляющем хребте, примыкающем к пассивному трогу. Активизация субмеридионального раздвиги в разломном трог Романш, вызванная, вероятно, изменением кинематики Африканской и Южно-Американской плит, приводит к усилению обстановок транспрессии в районе западной вершины линзы и выжиманию вверх горных пород по принципу формирования «положительных цветочных структур». Самый древний прибортовой хребет — хребет Филлсбури, образован на начальном этапе формирования линзовидного бассейна и, по всей видимости, отражает разгрузку накопившихся напряжений максимальной мощности. Это самый высокий и массивный хребет. Центральный прибортовой хребет сформирован в соответствии с возрастом дна, определенным по линейным магнитным аномалиям предположительно 30 млн лет назад и маркирует второй период активизации, после которого наступило затишье. Западный прибортовой хребет, расположенный в непосредственной близости от западного интерсекта, судя по всему, маркирует

современный период активизации тектонических процессов.

Периоды активности и относительного покоя нашли свое отражение в морфоструктурном облике хребта Филлсбури и хорошо коррелируют с этапами, описанными выше.

На основании имеющихся данных можно выделить следующие этапы эволюции хребта Филлсбури (рис. 7).

I. На границе эоцена и палеоцена, вследствие глобальной перестройки в кинематике раскрытия Атлантики, в ее экваториальном секторе добавилась существенная субмеридиональная раздвиговая составляющая, что привело к заложению расширения в активной части трансформного разлома Романш с режимом локальной транспрессии в западной вершине. Это обусловило интенсивное выжимание горных пород по механизму положительной цветочной структуры и формированию мощного горного сооружения. В течение первых 5 млн лет продолжается наращивание коры в спрединговом центре и проградация рифта САХ на юг, а также надстраивание молодого горного массива и смещение его на восток. Процесс идет неравномерно, импульсами, поэтому сформированный прибортовой хребет оказывается составленным из нескольких кулисообразно расположенных сложенных блоков. Над поверхностью океана поднимается скалистый остров или цепь островов, сложенных магматическими породами.

II. Наступает период уменьшения интенсивности магматизма в районе восточного интерсекта, вертикальные движения затухают, но спрединг и наращивание океанической коры продолжают, что сдвигает прибортовой хребет восточнее. Со временем поверхность, возвышающаяся над уровнем океана, эродирована и хребет преобразуется в гайот или цепь гайотов.

III. Реактивация активности (вполне возможно, что она совпадает с формированием второго прибортового хребта (примерно 30 млн лет назад). Подъем восточного фланга хребта с амплитудой порядка 1 км.

IV. Эродирование поднятого на 250–300 м над уровнем океана восточного крыла хребта Филлсбури.

V. В районе 17–25 млн лет назад началось медленное погружение прибортового хребта, с ростом на нем карбонатной платформы.

VI. 18–13 млн лет назад начало интенсивного погружения горного массива. Датировки карбонатных платформ хребта Филлсбури (6–10 млн лет), полученные Пальмиотто (Palmiotto et al., 2013), позволяют предположить, что поднятие хребта, образование платформ и последующее погружение могло быть неоднократным и, в том числе, соответствовать времени «перескока»

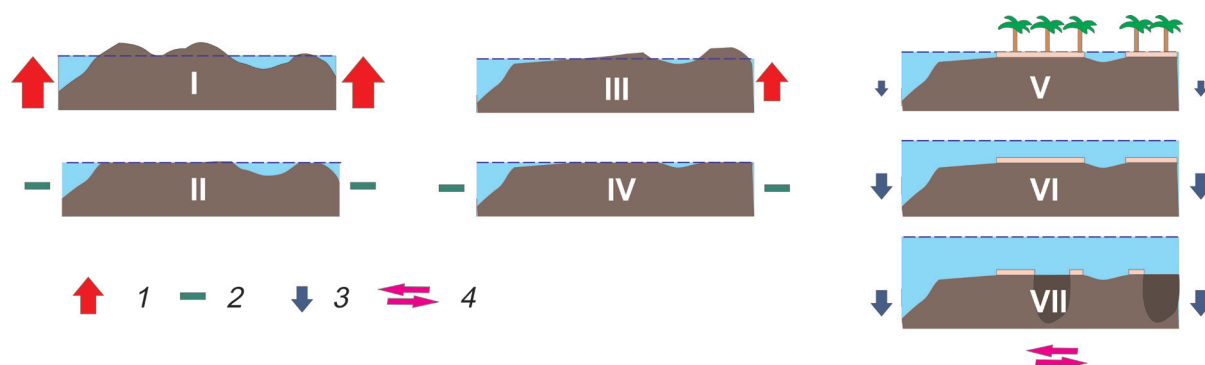


Рис. 7. Эволюция хребта Филлсбури: 1 — подъем (величина стрелки прямо пропорциональна скорости подъема); 2 — стабилизация; 3 — опускание (величина стрелки прямо пропорциональна скорости опускания); 4 — сдвиг. Римскими цифрами обозначены этапы эволюции.

Fig. 7. The evolution of the Phillsbury Ridge: 1 — uplift (the arrow size is directly proportional to the rate of uplift); 2 — stabilization; 3 — subsidence (the arrow size is directly proportional to the rate of subsidence); 4 — strike-slip. The stages of evolution are indicated by Roman numerals.

трансформа (~8 млн лет назад по (Соколов, 2018), т.е. постепенного снижения активности северного трога и возрастания роли южного трога.

VII. Активизация склоновых процессов, связанная с перемещением хребта в зону повышенной сейсмичности в районе восточного интерсекта и началом катастрофических разрушений склонов.

ВЫВОДЫ

Сочетание спрединговых и сдвиговых процессов, на фоне глобальной перестройки в Атлантике в палеоцене привело к формированию уникальной морфоструктурной ассоциации — линзовидного трансформированного бассейна Романш, для которого характерен специфический парагенез.

Аномальный подъем западной вершины ЛТБ Романш на начальных этапах привел к формированию массивного прибортового хребта, выведенного на дневную поверхность вблизи САХ примерно 45–40 млн лет назад.

С момента формирования ЛТБ Романш была по крайней мере одна перестройка (предположительно 30 млн лет назад), маркером которой служит Центральный прибортовой хребет.

Современный горный массив, формирующийся в районе западного интерсекта, интерпретируется нами, как зарождающийся третий прибортовой хребет. Он служит маркером новейшей тектонической перестройки в регионе.

Возникновение в трансформном трогe внутренних медианных хребтов, разрывающих заложенные ранее медианные хребты, на фоне повышенной сейсмичности в этих сегментах, является маркером активизации транстенции в новейшее время.

Два абразионных уровня и карбонатная платформа с кольцевой рифовой постройкой

указывают на сложную, по крайней мере, двухэтапную историю воздымания хребта Филлсбури.

В новейшее время хребет Филлсбури оказался в зоне активных тектонических движений напротив восточного интерсекта, что привело к катастрофическим разрушениям южного склона, обращенного к трансформному трогy.

Авторы выражают глубокую признательность коллегам за конструктивное обсуждение материала и помощь в написании этой работы, а также экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу в сложных океанических экспедиционных условиях.

Работа выполнена при поддержке темы государственного задания FMMG-2023-0005 «Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана».

Список литературы [References]

- Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. // М.: Изд-во МГУ, 1987. 182 с. [Dubinin E.P. Fracture zones of the oceanic lithosphere // Moscow: MSU, 1987. 182 p. (in Russian)].
- Добролюбова К.О. Эволюция, геодинамика и морфология линзовидных расширений в активной части трансформных разломов: сравнительный анализ и кинематическая модель // Геотектоника. 2025. № 2. С. 32–53. <https://doi.org/10.31857/S0016853X25020021> [Dobrolyubova K.O. Evolution, Geodynamics, and Morphology of Lenticular Extension Zones of Transform Faults: Comparative Analysis and Kinematic Model // Geotectonics. 2025. V. 59. № 2. P. 127–145. <https://doi.org/10.1134/S0016852125700141>].
- Добролюбова К.О. Соколов С.Ю. Линзовидный трансформированный бассейн Романш — уникальное природное образование и маркер новейших тектонических перестроек в экваториальной Атлантике // Тектоника и геодинамика Земной коры

- и мантии: фундаментальные проблемы-2026. Материалы LVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2026. С. 139–142 [Dobrolyubova K.O., Sokolov S.Yu. The lenticular transformed Romanche basin is a unique natural formation and a marker of the latest tectonic changes in the equatorial Atlantic // Tectonics and Geodynamics of the Earth Crust and Mantle: Fundamental Problems-2026. Proceedings of the LVII Tectonic conference. Moscow: GEOS, 2026. P. 139–142].
- Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М., Научный Мир, 2000. 176 с. [Mazarovich A.O. Geology of the Central Atlantic: Fractures, Volcanic Edifices and Oceanic Bottom Deformations. Moscow: Nauchyi Mir, 2000. 176 p. (in Russian)].
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разломные зон Центральной Атлантики // Труды ГИН. 1995. Вып. 495. 160 с. [Pushcharovskii Yu.M., Peive A.A., Raznitsin Yu.N. et al. Rift Zones of Central Atlantic // Transactions of Geological Institute of Russian Academy of Sciences, V. 495. Moscow: GEOS, 1995. 165 p.].
- Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики / Под ред. Дегтярев К.Е. М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 618) [Sokolov S.Yu., «The tectonics and geodynamics of the Equatorial Atlantic» in Transactions of Geological Institute of Russian Academy of Sciences, V. 618) / Ed. By K. E. Degtyarev. Moscow: Nauchnyi Mir, 2018. 269 p.].
- Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. и др. Геодинамическая обстановка формирования рельефа дна Мадагаскарской котловины по данным 29-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. 2024. Т. 518. № 1. С. 133–143. <https://doi.org/10.31857/S2686739724090131> [Sokolov S.Yu., Dobrolyubova K.O., Turko N.N. et al. Geodynamic Settings of the Seafloor Relief Formation in the Madagascar Basin from Data of the 29th Cruise of R/V Akademik Nikolai Strakhov // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 518. Pt 1. P. 1518–1526. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2460230X>].
- Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А. Пространственное-временное сопоставление сейсмичности и изостатических аномалий вдоль Срединно-Атлантического хребта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 4 Вып. 44. С. 51–62. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-51-62> [Sokolov S.Y., Zarayskaya Yu.A. Spatial-Temporal Comparison of Distribution of Seismic Activity and Isostatic Anomalies along the Mid-Atlantic Ridge // Vestnik KRAUNTs. 2019. № 4 (44). P. 51–62 (in Russian)].
- Суцеская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А. и др. Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15 с.ш.–30 ю.ш.) // Геохимия, 2002. № 1. С. 30–55. [Sushchevskaya N.M.; Bonatti E.; Peive A.A. et al. Heterogeneity of rift magmatism in the equatorial province of the Mid-Atlantic ridge (15 N–30 S) // Geochemistry. 2002. № 1. P. 30–55 (in Russian)].
- Attoh K., Brown L., Guo J. et al. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana // Tectonophysics. 2004. № 378. P. 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.026>
- Bathymetric Data Viewer. 2024. (<https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry/>).
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. NOVEMBER. P. 21779–21802.
- Candy S.C., Labeque J.L., Haxby W.F., 1988. Plate Kinematics of the South Atlantic: chron C34 to the present // Journal of Geophysical Research, V. 93. P. 8839–8851.
- Gasperini L., Bonatti E., Brunelli D. et al. New data on the geology of the Romanche FZ, equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report // Giornale di Geologia. 1997. Ser. 3a, V. 59 (1–2). № 136. P. 3–18.
- GEBCO 15" Bathymetry Grid. Version 20191103. 2019. (<http://www.gebco.net>).
- Global Mapper, 2014. (<https://www.blumablegeo.com/global-mapper/>).
- Golden Software Surfer, 2019. (<https://www.goldensoftware.com/products/surfer/>).
- GPS Time Series Data. 2022. (<https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>).
- Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A. N. B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // Geology. 2002. № 30. P. 11–14. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2)
- Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C. et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 4. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Palmiotto C., Corda L., Ligi M. et al. Nonvolcanic tectonic islands in ancient and modern oceans // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V.14. № 10. P. 4698–4717. <https://doi.org/10.1002/ggge.20279>
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2009. V. 114. № B1. P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
- Search Earthquake Catalog. 2022. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>.
- Tavares A.C., De Castro D.L., Bezerra F.H. et al. The Romanche fracture zone influences the segmentation of the equatorial margin of Brazil // Journal of South American Earth Sciences. 2020. V. 103 № 11. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102738>

ДОБРОЛЮБОВА и др.

LENTICULAR TRANSFORMED BASIN ROMANCHE (EQUATORIAL ATLANTIC): MORPHOLOGY, EVOLUTION, GEODYNAMICS

K.O. Dobrolyubova, N.N. Turko, A.S. Abramova, S.A. Dokashenko

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 119017

Received July 18, 2025; revised April 23, 2026; accepted June 27, 2026

The morphology of lenticular transformed basins (LTB) in transform fault zones is examined, using the Romanche LTB as an example. Such systems are unique for the Global Ocean and reflect a complex combination of spreading and strike-slip processes of thin oceanic crust. The following morphostructural provinces are identified within the LTB: an accretionary massif province with a sealed passive trough valley, an active transform trough province, and northern and southern framing provinces. A morphostructural map has been compiled. The morphology of a series of marginal ridges located on the Northern Framing Ridge of the Romanche LTB is examined. These ridges formed in local transpression settings and are sensitive to changes in geodynamic regimes. It is hypothesized that they may be markers of regional geodynamic restructurings. An attempt is made to trace the formation and transformation history of the eastern marginal ridge. Two abrasion levels and a carbonate platform with a ring-reef structure indicate a complex, at least two-stage, uplift history of the Fillsbury Ridge.

Keywords: Romanche, Equatorial Atlantic, spreading, transform fault, gravity anomalies.