

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ МЕГАТРАНСФОРМНОЙ СИСТЕМЫ ДОЛДРАМС (ПРИЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)¹

© 2023 г. С. Г. Сколотнев¹, К. О. Добролюбова¹, А. А. Пейве¹,
С. Ю. Соколов^{1, *}, Н. П. Чамов¹, М. Ligi²

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

²Istituto di Scienze Marine (CNR), Via Gobetti, bld. 101, 40129 Bologna, Italy

*e-mail: syokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.03.2023 г.

После доработки 05.06.2023 г.

Принята к публикации 23.06.2023 г.

В статье приведены результаты анализа структуры и морфологии разломных зон, образующих мегатрансформную систему Долдрамс (МСД), расположенную в северной части Приэкваториальной Атлантики (6.5°–9° с.ш.) и включающую трансформные разломы Вернадского, Богданова, Пушаровского и мегатрансформ Долдрамс. В работе использовалась батиметрическая карта, построенная по данным многолучевого эхолотирования дна в ходе 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. Установлено, что крупномасштабные вариации ширины разломных долин определяются распределением напряжений, поперечных к разлому. Для участков, где преобладает транспрессия, характерны более узкие разломные долины, в местах преобладания транстенции долины расширяются. Различие геодинамических обстановок в пределах мегатрансформной системы Долдрамс обусловлено различием направления спрединга, которое при движении с юга на север изменяется от $\angle 89^\circ$ до $\angle 93^\circ$. Глубина разломных долин последовательно увеличивается от периферии мегатрансформной системы Долдрамс (разломы Богданова и Долдрамс) к центру (разлом Пушаровского) в соответствии с уменьшением температуры верхней мантии. В каждом разломе глубина долины уменьшается от зон интерсекта рифт–разлом в сторону центра активной части до фоновой глубины. Предполагается, что наблюдаемый подъем днища долины возникает из-за разуплотнения верхней мантии, вызванного серпентинизацией ультраосновных пород. Нарушение выявленных закономерностей вариаций ширины и глубины разломных долин происходит в результате образования в разломной зоне хребтов и поднятий различной природы. В осевых зонах активных частей разломных долин широко распространены медианные хребты, простирающиеся параллельно разлому и представляющие собой серпентинитовые диапиры, выжатые выше поверхности дна. На южных бортах долин разломов Долдрамс и Пушаровского около 10–11 млн лет назад в результате флексурного изгиба краевой части литосферной плиты в условиях транстенции образовались трансверсивные хребты, находящиеся в настоящее время в западных пассивных частях. Трансверсивный хребет на северном борту разлома Вернадского, в состав которого входит гора Пейве, сформировался между 3.65–2.4 млн лет. Частые перескоки оси спрединга в этом районе привели к разделению трансверсивного хребта на три блока. В мегатрансформах, которые в активной части состоят из двух разломных долин, формируются межразломные хребты. Время их образования: в мегатрансформе Пушаровского 30–32 млн лет назад, а в мегатрансформе Долдрамс – ~4 млн лет назад. В силу криволинейности очертаний под давлением движущихся литосферных плит межразломные хребты испытывают продольные (вдоль разлома) напряжения сжатия и растяжения, компенсируемые вертикальными подъемами их отдельных блоков и образованием депрессий, пулл–аппарт впадин и спрединговых центров (последние развиты только в мегатрансформе Пушаровского). Структурообразующие процессы, определяющие строение и морфологию разломных зон в составе мегатрансформной системы Долдрамс, связаны своим происхождением со спрединговой и трансформной геодинамическими системами.

Ключевые слова: Приэкваториальная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, мегатрансформная система Долдрамс, трансформный разлом, спрединговый сегмент, разломная долина, медианный хребет, трансверсивный хребет, межразломный хребет

DOI: 10.31857/S0016853X23040112, **EDN:** ZXCOYU

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23040112 для авторизованных пользователей.

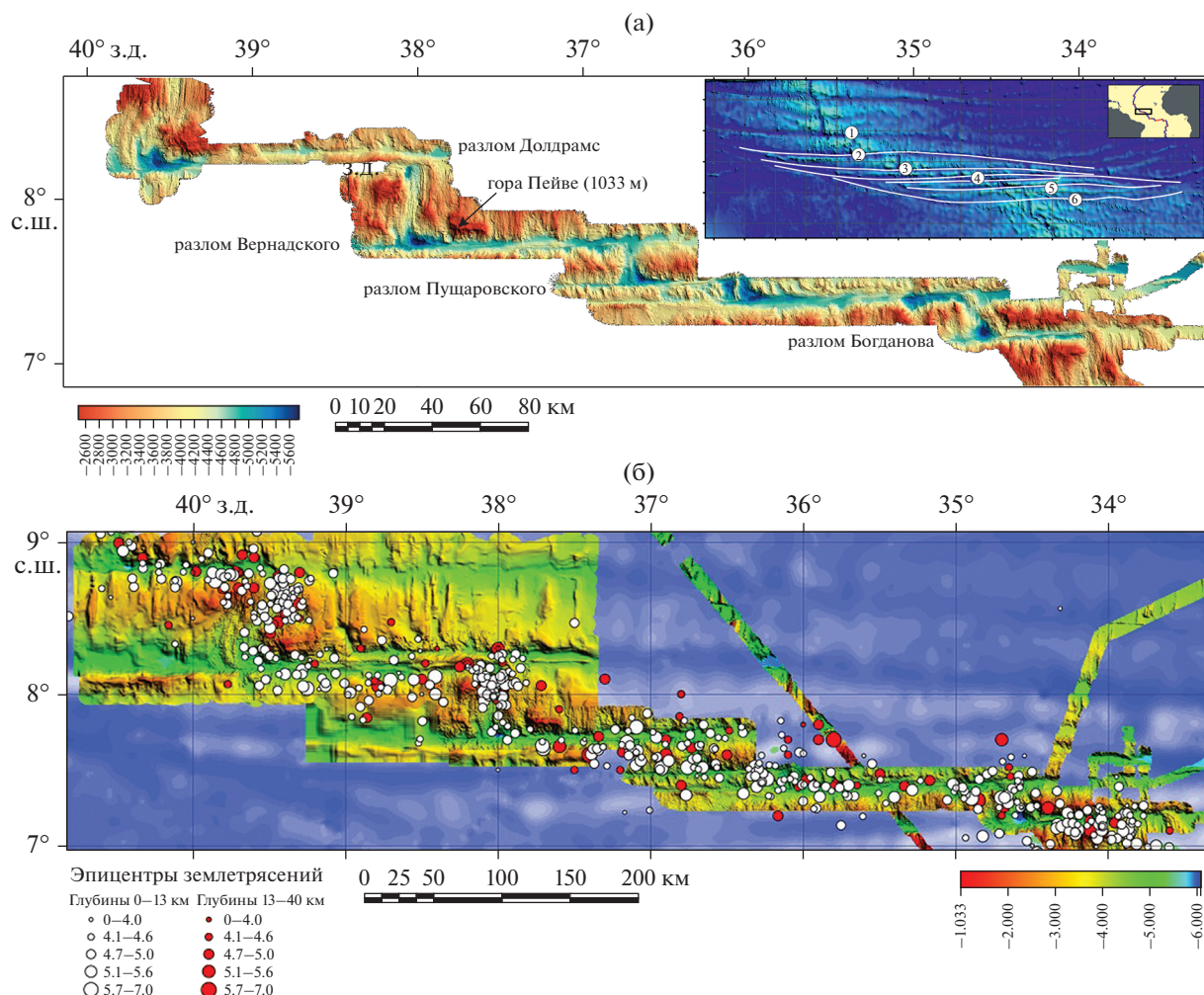


Рис. 1. Рельеф дна и сейсмичность в районе мегатрансформной системы Долдрам (МСД).

(а) – батиметрическая карта, построенная по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (по данным [10]); (б) – сейсмичность (по данным USGS [31]).

На врезке: положение МСД в структуре Приэкваториальной Атлантики на базе карты предсказанной топографии (по данным [28]).

Разломы (арабские цифры в кружочках): 1 – Архангельского; 2 – Долдрам; 3 – Вернадского; 4 – Пушаровского; 5 – Богдана; 6 – нетрансформное смещение 6.87° с.ш.

ВВЕДЕНИЕ

Проведенное исследование основано на материалах 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, состоявшегося в 2019 г., и направлено на изучение мегатрансформов как особого типа межплитных границ в океане [10, 30].

Мегатрансформная система Долдрам располагается в северной части Приэкваториальной Атлантики и заключена между трансформными разломами Долдрам (на севере) и нетрансформным смещением, пересекающим осевую зону спрединга Срединно-Атлантического хребта (САХ) на широте 6.87° с.ш. (на юге) [9] (рис. 1, а, врезка).

Мегатрансформная система Долдрам имеет линзовидную форму в плане, суммарный офсет около 630 км и включает трансформные разломы

Долдрам, Вернадского, Пушаровского и Богдана.

Ранее мы определили этот парагенез, как мегатрансформ Долдрам (МТД), но изучив это структурное образование более детально, мы пришли к пониманию необходимости уточнить определение и обозначили его как мегатрансформная система Долдрам (МСД), поскольку некоторые из входящих в систему трансформных разломов, мы перевели в ранг мегатрансформов.

При описании разломов мы будем пользоваться общепринятой терминологией [1, 2, 5]. Для разлома на всем его протяжении используем название разломная зона или зона разлома, в которой выделяются:

– активная часть разлома – отрезок между осями смежных спрединговых сегментов, разде-

ленных разломом – трансформный разлом (или трансформ);

– пассивные – западная и восточная – части разлома, продолжающие с противоположных сторон активную часть разлома.

Основным структурным элементом разломной зоны является разломная долина или трог. Борты долины надстраиваются структурами различной природы – трансверсивными (или поперечными) поднятиями (или хребтами), простирающимися параллельно разломной долине, рифтовыми горами, внутренними океаническими комплексами (ВОК).

Внутреннее строение долины может осложняться внутриразломными структурами:

– медианными хребтами, протягивающимися вдоль оси долины;

– поперечными поднятиями (порогами), пересекающими долину от борта к борту;

– нодальными и другими впадинами (нодальные впадины формируются в зонах интересекта рифта и разлома).

Изучение строения разломных зон проведено на основе данных по рельефу дна, полученных по результатам батиметрической съемки, выполненной в 45-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, а также по батиметрической карте, построенной при компиляции рельефа по данным 6-го, 9-го, 22-го и 45-го рейсов [9, 10, 30] (см. рис. 1, а; Приложение 1: рис. S1).

Целью статьи является изучение мегатрансформов, как особого типа межплитных границ в океане на примере мегатрансформной системы Долдрамс.

СТРОЕНИЕ МЕГАТРАНСФОРМА ДОЛДРАМС

Мегатрансформная система Долдрамс (МСД) находится в северной части Приэкваториальной Атлантики, в нее включен обособленный сегмент Срединно-Атлантического хребта, она имеет линзовидную в плане форму и ограничена на севере трансформным разломом Долдрамс, а на юге – нетрансформным смещением 6.87° (см. рис. 1 врезка).

Расстояние между разломом Долдрамс и нетрансформным смещением 6.87° уменьшается от 170 км в гребневой зоне до 110 км (на 31.3° з.д.) на восточном фланге и 30 км (на 41.7° з.д.) на западном фланге. Мегатрансформная система Долдрамс как самостоятельная структура сформировалась ~30–32 млн лет назад вследствие крупных геодинамических перестроек в Атлантике, в систему входят трансформные разломы Вернадского (7.74° с.ш.), Пушаровского (7.40° с.ш.) и Богданова (7.25° с.ш.) (см. рис. 1). Эти разломы, являясь

субширотными в гребневой зоне, испытывают на флангах изменения в простирации – они либо соединяются, либо утыкаются в разлом Долдрамс – или дискордантные зоны нетрансформного смещения, ограничивающего систему с юга. Все разломы имеют большие офсеты (от 42 до 177 км), а суммарный офсет мегатрансформной системы Долдрамс составляет ~630 км [28].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЙ МАТЕРИАЛ

Основными методами, которые применялись при изучении океанического дна в районе мегатрансформа Долдрамс в 45-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, являлись батиметрическая съемка и донное опробование (драгирование). В ходе съемки было выполнено 18 широтных галсов общей протяженностью 3400 км, галсы планировались с перекрытием таким образом, чтобы обеспечить сплошное покрытие съемкой исследуемой области.

Использовался глубоководный многолучевой эхолот фирмы Teledyne-RESON A/S (США, Дания), модель “SeaBat-7150” с 256-ю лучами (12 кГц), общей апертурой 150° . Обработка полученных данных проводилась в программной среде PDS2000 (RESON) версия 3.7.0.53 (США, Дания) [33], в этой среде была построена цифровая модель рельефа с шагом грида в 100 м и получена батиметрическая карта общей площадью 29000 км² (см. Приложение 1: рис. S1).

Многолучевой эхолот фирмы Teledyne-RESON A/S, модель SeaBat-7150, программная среда PDS2000 версии 3.7.0.53 (США, Дания).

На основе карты проводилось выделение морфоструктур и их парагенезов, их описание, морфометрия и в последующем – генетическая интерпретация. При драгировании были опробованы основные структуры океанического дна в этом районе. В данном исследовании результаты опробования применялись при генетической интерпретации морфоструктур.

СТРОЕНИЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Разлом Долдрамс

Длина активной части разлома 177 км, его простирает 91° . По данным, полученным в 6-ом и 45-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” в активной части трансформного разлома Долдрамс фиксируются два трога субширотного простираетия, разделенные обширным межразломным хребтом [4] (рис. 2, 1):

- северный трог (см. рис. 2, 1, 1);
- межразломный хребет (см. рис. 2, 1, 2);
- южный трог был изучен с помощью 15-лучевого эхолота в 6-м рейсе (см. рис. 2, 1, 3).

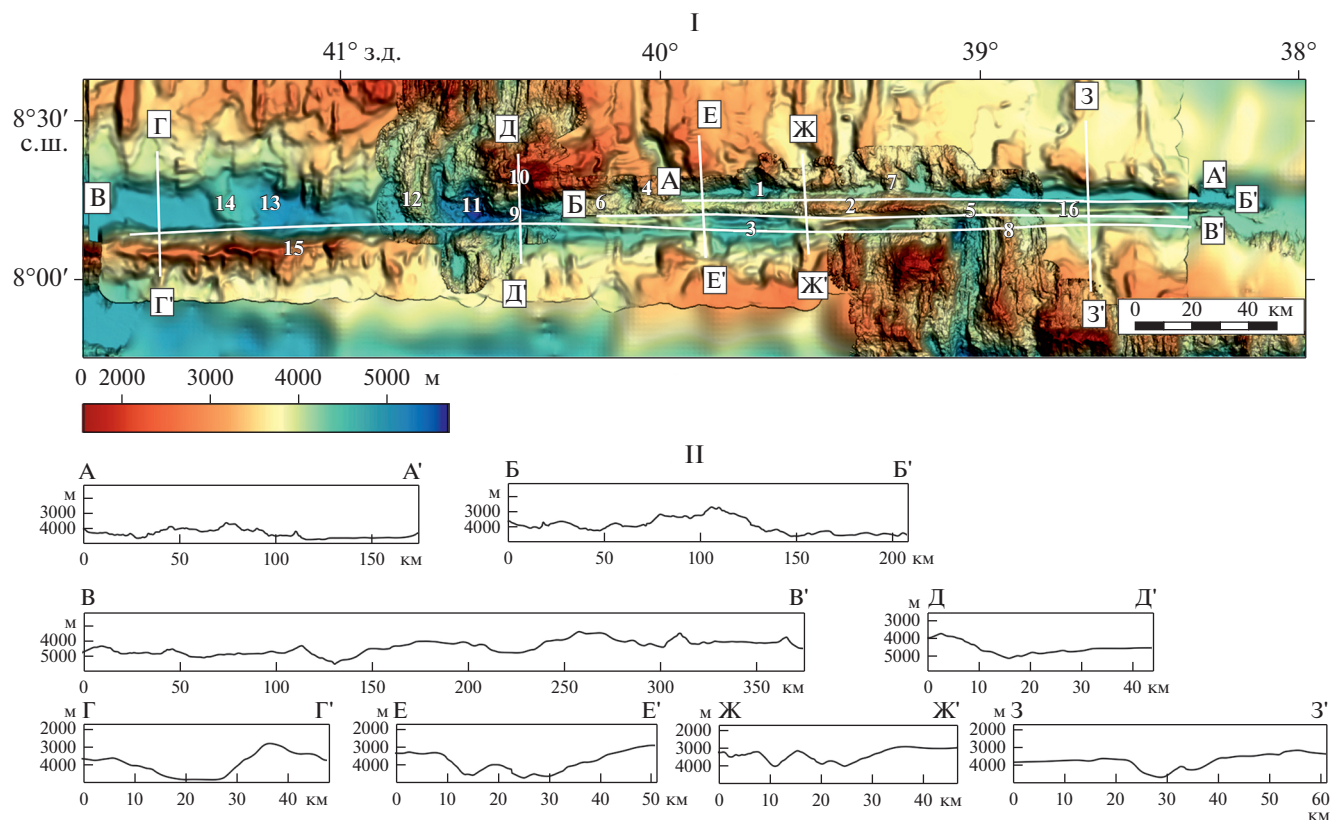


Рис. 2. Рельеф дна в районе разломной зоны Долдрамс по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А', Б–Б', В–В' (продольные); Г–Г', Д–Д', Е–Е', Ж–Ж', З–З' (поперечные).

Обозначено (арабские цифры): 1 – северный трог; 2 – межразломный хребет; 3 – южный трог; 4 – гребневая зона Срединно-Атлантического хребта (САХ); 5 – межразломный хребет; 6 – врезы; 7 – поперечный субмеридиональный порог; 8 – рифтовый хребет; 9 – врез (в центре дна); 10 – внутренние океанические комплексы; 11 – нодальная впадина; 12 – рифтовые хребты; 13 – палеонодальная впадина; 14 – поперечный порог; 15 – трансверсивный хребет; 16 – межразломный хребет.

Северный трог не пересекается с рифтовыми долинами. На западе он не доходит до зоны интерсекта 75 км, заканчиваясь на меридиане 39° з.д., где упирается в структуры гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), на востоке он отгорожен от рифта межразломным хребтом (см. рис. 2, I, 4, 5).

Южный трог протягивается от восточного интерсекта до нодальной впадины, сформировавшейся в западном интерсекте. Данные по сейсмичности района, в соответствии с которыми основная часть землетрясений приурочена к южному трог, свидетельствуют о том, что именно он в настоящее время является активным разломом, хотя в северном трог землетрясения также фиксируются [31] (см. рис. 1, б).

От западного окончания северного трога в сторону западного интерсекта закартирована серия узких неглубоких врезов, кулисообразно надстраивающих друг друга и прорезающих структуры гребневой зоны САХ (см. рис. 2, I, 6). Совокупно

они образуют дугу генерального юго-западного простирания, практически достигающую южного трога в районе меридиана 39.4° з.д.

Основная часть землетрясений в северном трог приурочена именно к этой зоне. Если северный трог рассматривать вместе с врезами как единое целое, то можно заключить, что северный разлом в плане имеет дуговидную форму.

Ширина северного трога в активной части разлома в среднем составляет ~7.5 км (здесь и далее ширина долин, депрессий, впадин определялась как расстояние между верхними бровками их противоположных бортов). Между меридианами 38° и 38.6° з.д. ширина резко уменьшается до 3 км (см. рис. 2, II, разрезы Е–Е', Ж–Ж').

Глубина трога в пределах активной части разлома значительно варьирует: на протяженных выровненных участках она составляет 4500 м, в нескольких впадинах, которые по своим размерам и морфологии сходны с нодальными впадинами и, скорее всего, являются их палеоаналога-

ми, она увеличивается до 4650 м (см. рис. 2, II, разрез А–А'). Глубина резко уменьшается до 3850 м в наиболее узком месте между меридианами 38° и 38.6° з.д.

В районе меридиана 38.25° з.д. долину пересекает поперечный субмеридиональный порог, шириной ~6 км и высотой 500 м, который является продолжением рифтового хребта, находящегося к северу от разлома Долдрамс (см. рис. 2, I, 7). Обычно такие массивные образования в осевой зоне спрединга являются неовулканическими поднятиями [9]. Мы полагаем, что, скорее всего, это – отмершее неовулканическое поднятие.

Северный трог имеет U-образное поперечное сечение.

Южный борт северного трога непрерывен и прямолинеен, его верхняя граница не очевидна, поскольку одновременно он является северным склоном межразломного хребта.

Северный борт надстраивается структурами гребневой зоны, представляющими собой чередование рифтовых хребтов и разделяющих их депрессий. При этом и хребты и депрессии заканчиваются на уровне верхней бровки борта разломной долины.

Таким образом, структуры гребневой зоны САХ расположены над дном разломной долины и возвышаются на высоту ее борта. Превышение составляет в среднем 750 м, оно увеличивается вблизи палеонодальных впадин до 1000 м и уменьшается до 450 м в районе поднятия дна между меридианами 38° и 38.6° з.д.

Северный борт отсутствует на участках, где в гребневой зоне развиты субмеридиональные депрессии, морфологически схожие с рифтовой долиной, которые соединены с разломной долиной.

Ширина днища долины в среднем составляет 1.5–2 км, с резким расширением до 4 км в районе палеонодальных впадин и сужением до 0.5–0.8 км в районе поднятий дна. Поверхность дна выровненная, в районе впадин плоская, что свидетельствует о том, что дно перекрыто осадочными толщами.

При драгировании склонов северного борта получены серпентинизированные перидотиты, габбро и измененные базальты при заметном доминировании первых [4, 30].

Межразломный хребет, длиной ~130 км, шириной от 3.5 до 5 км, имеет линзовидную форму в плане и треугольное поперечное сечение. Он прослеживается на всем простирании активной части северного трога и заканчивается в восточной пассивной части разломной зоны. Глубина вершины хребта варьирует от 4000 м до 2650 м, высота над дном долины меняется от 500 м до 1850 м.

Между меридианами 38° и 38.6° з.д. на участке, где резко сужается и воздымается северный раз-

ломный трог, выделяется приподнятый до глубины 3250 м сегмент межразломного хребта высотой до 1250 м и протяженностью ~50 км. Максимальных ширины и высоты межразломный хребет достигает на восточном фланге этого сегмента, где сформировался приподнятый блок длиной 20 км, ограниченный крутыми поперечными склонами (см. рис. 2, II, разрезы Б–Б', Ж–Ж'). Склоны межразломного хребта на всем его протяжении пересечены узкими невысокими поперечными грядами. Гребень хребта узкий, прямолинейный.

Межразломный хребет на востоке плавно соединяется с субмеридиональным пририфтовым хребтом, его западное окончание не вполне очевидно, но скорее всего, оно близко к месту окончанию северного трога (см. рис. 2, I, 8).

Наиболее высокая и широкая часть межразломного хребта была опробована в 6-м и 9-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов”. С его склонов подняты серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальты и обломочные породы: алевролиты, песчаники и дресвяники [4].

Ширина южного трога разлома Долдрамс в активной части увеличивается от восточного к западному интерсекту от 5 км до 12 км (см. рис. 2, II, разрезы Е–Е', Ж–Ж').

Наибольшая глубина наблюдается вблизи нодальной впадины в западном интерсекте, но от отметки 5150 м глубина резко уменьшается в восточном направлении до 4500 м (см. рис. 2, II, разрез В–В').

В районе восточного интерсекта разломная долина сочленяется с рифтовой впадиной, глубина здесь составляет 5400 м, а дно разломной долины сразу резко поднимается до 4500 м в западном направлении. На протяженных выровненных участках южного трога глубина составляет 4750 м. Наименьшая глубина ~4000 м близка к глубине северного трога между меридианами 38.2° и 38.6° з.д.

Южный трог на западе активной зоны там, где к южному борту подходит зона врезов, идущая от северного трога, имеет необычное строение: очень широкое (~12 км) уплощенное и неровное днище при ширине самой долины – 17 км, вдоль тальвега в центре днища проходит врез шириной 1 км и глубиной 200 м (см. рис. 2, I, 9).

Крутой северный борт, высота которого достигает 1100 м, надстраивается куполовидным поднятием, являющимся внутренним океаническим комплексом (см. рис. 2, I, 10).

Южный борт пологий, ступенчатый, достигающий высоты 750 м (см. рис. 2, II, разрез Д–Д'). Этот участок южного трога, имеет северо-западное простирание, что придает всему южному разлому дугообразную форму.

Значительную часть долины южного разлома составляют медианные хребты (длина 30–40 км,

ширина 2–2.5 км, высота ~250 м) субширотного простирания, которые кулисообразно надстраивают друг друга (см. рис. 2, I, 3).

Разломная зона Долдрамс имеет в плане линзовидную форму, о чем свидетельствуют данные морфометрии, ширина зоны составляет:

- вблизи восточного интерсекта – 18 км;
- в средней части – 22–23 км;
- вблизи западного интерсекта – 17 км.

Таким образом, по всем признакам разлом Долдрамс является мегатрансформом. В нем есть два дугообразных трансформы, между которыми находится межразломный хребет, претерпевший интенсивные тектонические движения, придавшие ему блоковое строение.

В зоне западного интерсекта рифт–разлом сформировалась нодальная впадина диаметром до 9 км и глубиной 5600 м (см. рис. 2, I, 11). Нодальная впадина переуглублена относительно глубины разломной долины на 450 м, что на 200–300 м больше, чем в случаях с палеонодальными впадинами.

Западнее нодальной впадины в разломную долину заходит рифтовый хребет, достигающий ее противоположного борта (см. рис. 2, I, 12).

В находящейся за хребтом западной пассивной части долины глубина составляет 4800 м, при ширине 17 км (см. рис. 2, II, разрезы В–В', Г–Г').

В 50-ти км западнее интерсекта дно долины осложнено изометричной в плане палеонодальной впадиной глубиной 5050 м и диаметром 10 км (см. рис. 2, I, 13).

К западу от этой впадины располагается широкий (9 км) поперечный порог, высота которого достигает 500 м, – это, вероятно, отмерший невулканический хребет, выступающий с севера (см. рис. 2, I, 14).

На всем протяжении западной пассивной части долина имеет корытообразную форму, днище долины широкое и плоское (см. рис. 2, II, разрез Г–Г'). По данным сейсмического профилирования в этой части разломной долины сформировался осадочный чехол мощностью не менее 200 м [4].

Южный борт долины крутой, непрерывный и прямолинейный и он одновременно является северным склоном трансверсивного хребта (см. рис. 2, I, 15, II, разрез Г–Г').

Северный борт, высота которого достигает 750 м, по строению и морфологии похож на северный трог в активной части. В 6-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” на южном борту долины в западной пассивной части был закартирован крупный протяженный высокий трансверсивный хребет субширотного простирания, сложенный серпентинизированными ультрабазитами

и измененными и деформированными в мелкие складки базальтами [4] (см. рис. 2, I, 15).

Хребет с шириной ~12 км, протягивается более, чем на 145 км на запад от западного интерсекта, и выходит далеко за пределы закартированной области. С востока на запад глубина гребня хребта уменьшается от 4000 м до 2000 м и затем увеличивается до 2750 м. Таким образом, его высота над бровкой разломной долины варьирует в этом же направлении от 50 м до 2050 м.

В восточном интерсекте отчетливой нодальной впадины не сформировано. Долина северного разлома продолжается в восточную пассивную часть, где ее ширина составляет 11 км, глубина – 4650 м.

От интерсекта на восток на протяжении 25 км фиксируется узкий хребет длиной ~50 км, шириной до 4 км, высотой около 400 м, с вершиной на глубине 4000 м, прижатый к южному борту долины (см. рис. 2, I, 16). Этот хребет можно было бы квалифицировать как медианный, однако он находится на восточном продолжении межразломного хребта и отделен от него небольшой депрессией, при этом их совокупная длина близка к длине офсета разлома Долдрамс.

Мы предполагаем, что этот хребет является восточным флангом межразломного хребта. Об этом свидетельствуют и продукты драгирования, полученные с его склона, они полностью аналогичны породам, которые были подняты с межразломного хребта [4]. Между межразломным хребтом и северным бортом долины дно плоское, широкое, перекрытое осадками (см. рис. 2, II, разрез 3–3'). Высота северного борта около 750 м. Долина имеет корытообразное поперечное сечение.

Разлом Вернадского

В 45-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов” была проведена батиметрическая съемка активной части разлома и небольших фрагментов обеих пассивных частей (рис. 3, I).

В активной части долина имеет субширотное (89°) простирание и длину 146 км. Глубина долины в активной части заметно меняется (см. рис. 3, II, разрез А–А').

Максимальная глубина долины закартирована вблизи западного интерсекта, к востоку от нодальной впадины она составляет 5150 м, далее на восток на протяжении 25 км глубина уменьшается до 4750 м.

От восточного интерсекта, где отсутствует нодальная впадина, днище долины ступенчато поднимается от 5000 м до 4750 м на протяжении 35 км в западном направлении. Глубина 4750 м является характерной для протяженных выровненных участков разломной долины (см. рис. 3, I, 1).

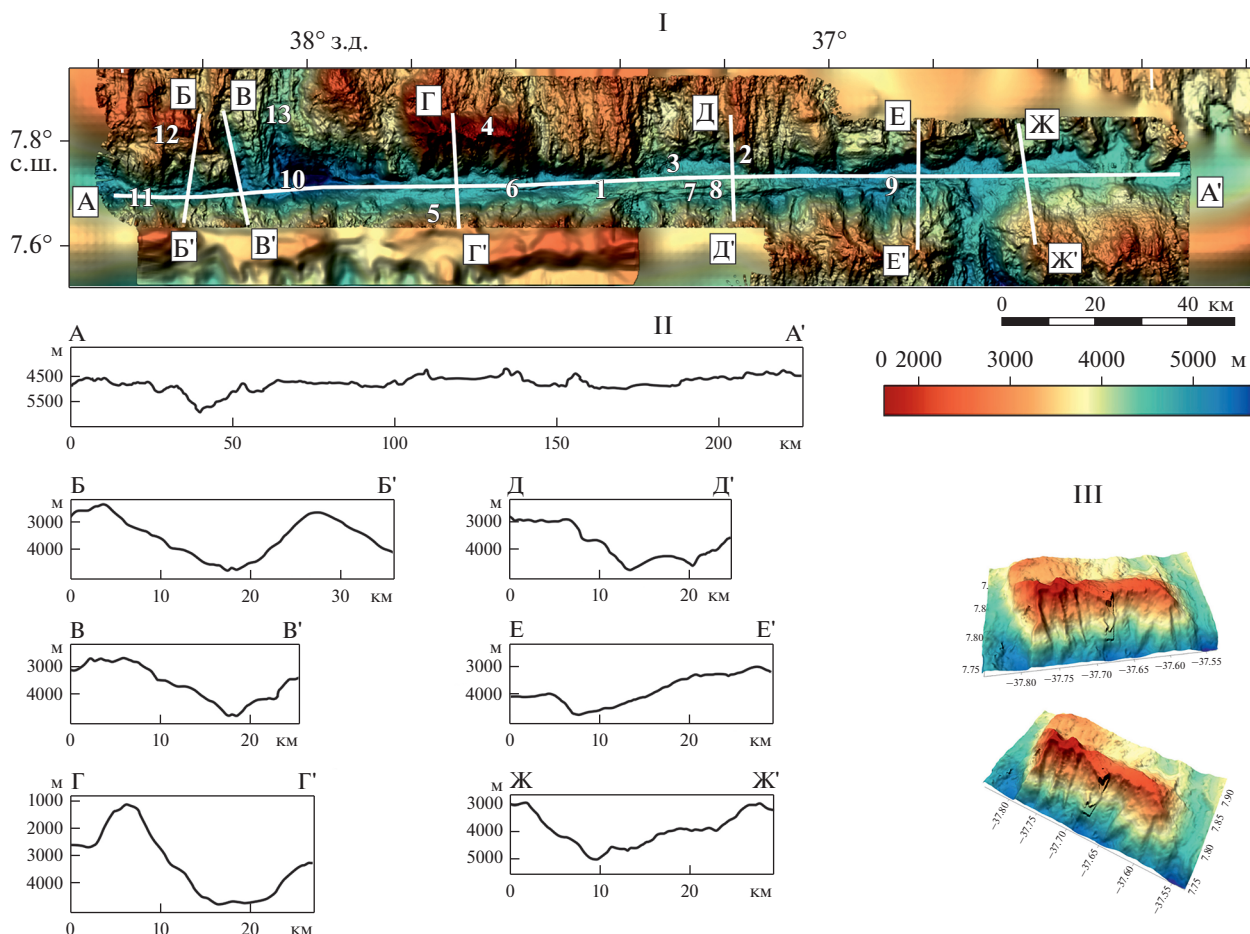


Рис. 3. Рельеф дна в районе разломной зоны Вернадского по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А’ (продольные); Б–Б’, В–В’, Г–Г’, Д–Д’, Е–Е’, Ж–Ж’ (поперечные); III – гора Пейве (3D модель рельефа). Обозначено (арабские цифры): 1 – разломная долина; 2 – медианный хребет; 3–4–5 – борта разломной долины; 6–7 – медианные хребты; 8 – внутриразломное поднятие; 9 – отроги медианного хребта; 10 – нодальная впадина; 11 – борта разломной долины; 12 – трансверсивный хребет; 13 – рифтовая долина.

Минимальная глубина 4600 м долины наблюдается между меридианами 37.4° з.д. и 37.2° з.д. рядом с крупным медианным хребтом (см. рис. 3, I, 2). Каждые 20–30 км в активной части расположены палеонодальные впадины, глубины которых на 100–150 м больше глубин примыкающих участков долины.

Ширина разломной долины в активной части последовательно увеличивается от восточного интерескта рифт–разлом к западному интерескту от 6 км до 12.5 км (см. рис. 3, II, разрезы Г–Г’–Е–Е’).

Северный борт долины, имеющий среднюю высоту ~750 м, – крутой и прерывистый, поскольку субмеридиональные депрессии гребневой зоны САХ, расположенные напротив некоторых палеонодальных впадин, соединяются с разломной долиной (см. рис. 3, I, 3). На остальных участках он прямолинейный или изгибистый.

Извилистые участки наблюдаются около других палеонодальных впадин, напротив которых разломная долина расширяется, вдаваясь в гребневую зону, но прерывания борта здесь не происходит, поскольку субмеридиональная депрессия гребневой зоны не достигает разломной долины, а зависит над ней на уровне верхней бровки борта. Северный борт у горы Пейве осложнен узкими извилистыми грядами длиной до 8 км, высотой ~300 м и шириной до 1.5 км, простирающимися поперек борта долины, вследствие чего его поверхность имеет пилообразный профиль (см. рис. 3, I, 4).

На южном борту долины на восточном фланге активной части до меридиана 37.3° з.д. борт отсутствует, здесь крупные рифтовые хребты, являющиеся бывшими невулканическими поднятиями, и разделяющие их депрессии сопрягаются с разломной долиной. В данном случае южную гра-

ницу разломной долины можно провести по подножию рифтовых хребтов. Западнее меридиана 37.3° з.д. южный борт высотой ~ 600 м на расстоянии ~ 50 км непрерывен, слабо извилист или прямолинеен (см. рис. 3, I, 5). На этом участке долины имеет U-образный профиль.

Вблизи западного интерсекта высота обоих бортов возрастает до 1000–1200 м.

В активной части разлома в долине сформировалась сложная система медианных хребтов. На западном фланге разломной долины от нодальной впадины и до 37.5° з.д. протягиваются пять сменяющих друг друга хребтов длиной 10–15 км, шириной 1.5–2 км и высотой 100–150 м (см. рис. 3, I, 6).

Далее к востоку следует более крупный медианный хребет, отделенный от южного борта долины узкой депрессией (см. рис. 3, I, II, разрез Д–Д'). Наибольшей ширины (до 4 км) и превышением над дном долины (300 м) он достигает между 37.4° з.д. и 37.2° з.д. На этом участке хребет состоит из двух гребней и на восточном фланге надстраивается округлым в плане поднятием диаметром ~ 7 км и высотой до 500 м (см. рис. 3, I, 8).

Далее на восток этот хребет сужается и до восточного интерсекта продолжается несколькими узкими (до 1 км) невысокими (до 100 м) гребнями, расположенными на южном борту разлома и продолжающимися в восточную пассивную часть разлома (см. рис. 3, I, 9).

Расположенная в 33-х км к востоку от западного интерсекта гора Пейве, которая надстраивает северный борт долины, протягивается параллельно разлому на расстояние в 37 км и имеет ширину 9 км, высоту над бровкой северного борта до 3000 м и достигает глубины 1033 м (см. рис. 3, I, II, разрез Г–Г'). В западной части горы ее вершина плоская как результат эрозии, когда гора находилась выше уровня моря [10] (см. рис. 3, III).

Со склонов и вершины горы преимущественно драгированы габбро и в меньшей мере – базальты и серпентинизированные перидотиты, при этом среди поднятых образцов присутствуют разности, несущие признаки субаэрального выветривания [4]. Среди глубинных пород много разностей, тектонизированных в различной степени. Этот спектр пород близок к породам, слагающим внутренние океанические комплексы (ВОК). Однако удлиненная морфология горы и отсутствие борозд тектонического выпахивания на ее вершинной поверхности не позволяют отнести ее к внутренним океаническим комплексам.

На основании полученных данных и проведенного анализа мы считаем, что гора Пейве является трансверсивным хребтом. С обеих сторон гора Пейве ограничена палеорифтовыми долинами (см. рис. 3):

– на западе на меридиане 37.85° з.д.;

– на востоке на меридиане 37.58° з.д.

Между современной рифтовой долиной и палеорифтовой долиной, расположенной вдоль меридиана 37.85° з.д. и ограничивающей гору Пейве с запада, северный борт разломной долины надстраивается широкой (до 4 км) ступенью протяженностью 6 км, соединяющейся на севере с куполовидной структурой ВОК (см. рис. 3, I, 13). Эта ступень, находящаяся на продолжении горы Пейве, скорее всего, является ее отчлененным фрагментом.

В восточной пассивной части в пределах закартированной площади глубина долины вблизи интерсекта составляет 5000 м. Далее к востоку долина последовательно перегораживается тремя поперечными порогами, за каждым из которых ее глубина уменьшается, достигая 4500 м через 30 км от зоны интерсекта (см. рис. 3, II, разрез А–А').

Ширина долины здесь в среднем ~ 5 км, но имеется несколько локальных расширений на стороне северного борта, высота которого ~ 750 м (см. рис. 3, II, разрез Ж–Ж'). Южный борт, надстраивающийся овальными поднятиями межразломного поднятия, прямолинеен, его высота 500 м [9]. На всем протяжении, включая участок напротив рифтовой долины, днище долины широкое, плоское и, вероятно, перекрыто осадками, поперечный профиль долины корытообразный с крутым северным бортом и более пологим ступенчатым южным бортом.

В западном интерсекте расположена нодальная впадина глубиной ~ 6000 м и диаметром ~ 8 км (см. рис. 3, I, 10). Она заглублена, относительно разломной долины, на 850 м. Западнее нодальной впадины глубина разломной долины сначала резко уменьшается с 5150 м до 5000 м, а затем на протяжении 25 км уменьшается медленно и ступенчато до глубины 4750 м (см. рис. 3, II, разрез А–А'). Ее ширина на этом участке составляет 4–5 км (см. рис. 3, II, разрезы Б–Б', В–В'). Долина имеет молодой облик:

– V-образное сечение;

– очень узкое прямолинейное днище, лишенное осадков;

– крутые борта высотой 650–750 м.

Здесь в днище долины и на ее северном борту имеются мелкие извилистые гребни высотой 50–100 м и шириной 1–1.5 км (см. рис. 3, I, 11), простирающиеся поперечно склону. На данном участке северный борт завершается непротяженным (до 10 км) трансверсивным хребтом, воздымающимся до глубины 2200 м (см. рис. 3, I, II, разрез Б–Б'). Западнее трансверсивного хребта находится палеорифтовая долина, простирающаяся вдоль меридиана 38.45° з.д. [9].

Трансверсивный хребет находится на западном продолжении горы Пейве и отделен от нее

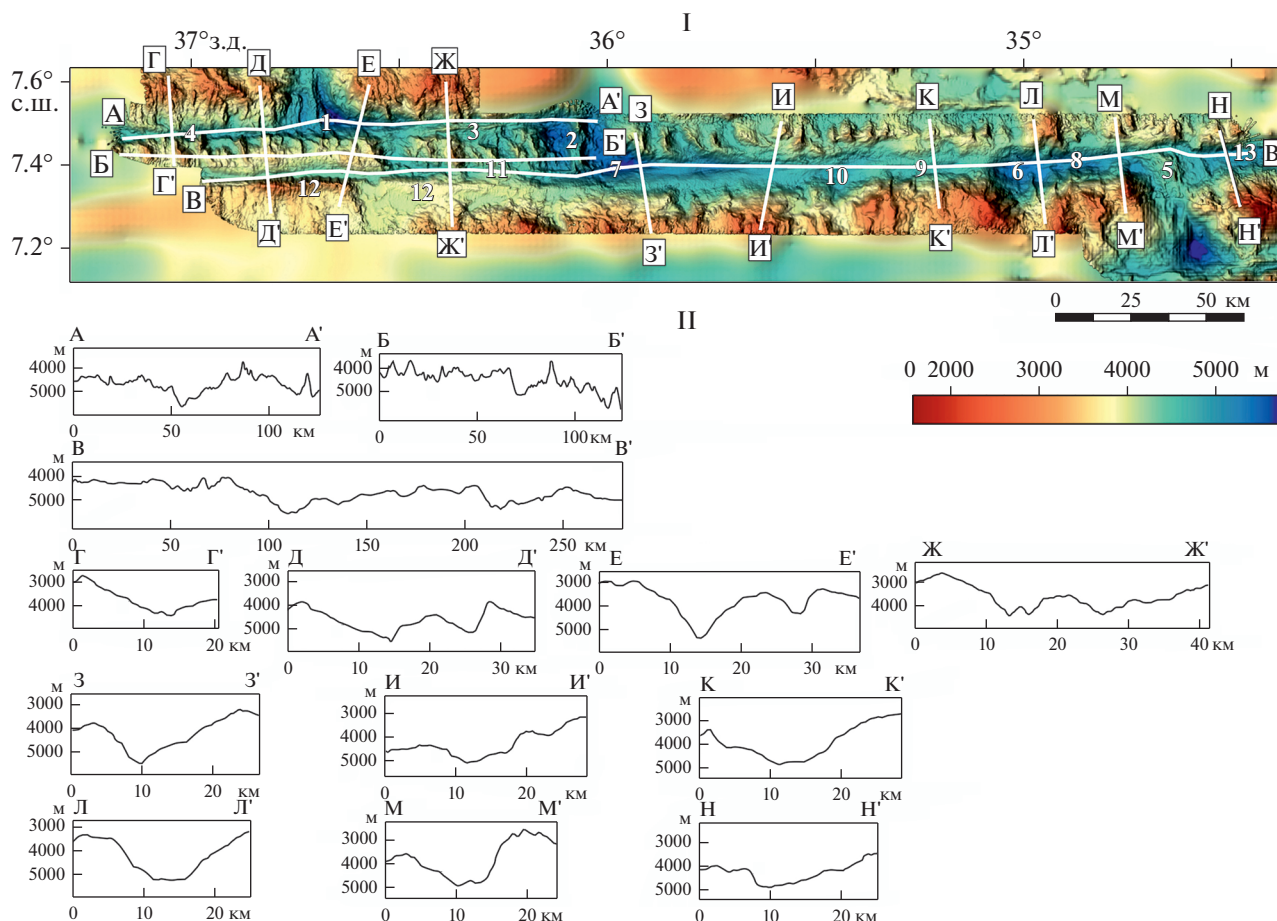


Рис. 4. Рельеф дна в районе разломной зоны Пушаровского по данным 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А', Б–Б', В–В' (продольные); Г–Г', Д–Д', Е–Е', Ж–Ж', З–З', И–И', Л–Л', М–М', Н–Н' (поперечные).

Обозначено (арабские цифры): 1 – нодальная впадина; 2 – невулканический хребет; 3 – медианные хребты; 4 – гребни; 5 – невулканический хребет; 6–7 – нодальные впадины; 8 – медианные хребты; 9 – внутриразломное поднятие; 10 – медианный хребет; 11 – поперечный порог; 12 – трансверсивный хребет; 13 – разломная долина.

несколькими при-рифтовыми хребтами и самой рифтовой долиной (см. рис. 3, I, 13).

По-видимому, этот трансверсивный хребет, гора Пейве и ступень между ними, находящиеся на одной линии, ранее представляли единый трансверсивный хребет общей длиной ~53 км, разделенный в настоящее время рифтовой и палеорифтовой долинами на три сегмента.

Западнее трансверсивного хребта согласно карте *GEBCO* [21] разломная долина резко расширяется до 18 км, ее днище, перекрытое осадочными толщами, становится широким и плоским, поперечный профиль становится корытообразным [21].

Разлом Пушаровского

Разлом Пушаровского – это двойной разлом, состоящий из двух близко расположенных разломных трогов, разделенных межразломным

хребтом линзовидной формы, который прорезан коротким спрединговым центром (~30 км) [9, 30] (рис. 4, I).

Совокупная длина активной части обоих разломов 186 км (северный разлом – 67 км и южный – 119 км).

Батиметрической съемкой охвачены активная часть и часть западной пассивной части северного разлома, а также активная и большие фрагменты западной и восточной пассивных частей южного разлома.

Простираение разломов в активной части субширотное 89°. Южный разлом в плане дуговидный, поскольку простираение долины в его восточной пассивной части незначительно отклоняется в направлении против часовой стрелки.

Наибольшие глубины долины северного разлома наблюдаются в районах интерсектов рифт-разлом. В активной части глубина долины постепенно уменьшается от 5300 м до 4950 м от запад-

ного интерсекта на протяжении 20 км к востоку, а затем в районе появления медианного хребта резко уменьшается до 4550 м (см. рис. 4, II, разрез А–А').

На восточном фланге активной части глубина постепенно уменьшается в западном направлении от 5200 м до 4950 м, а затем резко достигает минимальных значений 4500 м вблизи медианного хребта. В зоне западного интерсекта находится нодальная впадина глубиной 5750 м и диаметром ~10 км, — она глубже дна долины на 450 м (см. рис. 4, I, 1).

В районе восточного интерсекта нодальная впадина отсутствует, здесь в долину выдвинут крупный неовулканический хребет, что приводит к ее сужению (см. рис. 4, I, 2).

Таким образом, центральная часть северного трога между меридианами 36.15° – 36.45° з.д. существенно приподнята (максимально до глубины 4300 м).

В целом ширина долины северного разлома в активной части изменяется слабо и равна 5 км. Северный борт долины крутой, непрерывный, прямолинейный. Южный борт на восточном фланге активной части от восточного интерсекта и до меридиана 36.40° з.д. отсутствует, поскольку субмеридиональные структуры межразломного хребта выходят непосредственно в разломную долину.

Западнее этого меридиана южный борт также крутой и спрямленный, он без изменений переходит в западную пассивную часть и прерывается только в одном месте на меридиане 36.50° з.д., где межразломный хребет прорезается широкой и глубокой субмеридиональной депрессией. Высота обоих бортов вблизи западного интерсекта ~1150 м, напротив медианного хребта она составляет ~450 м. Борты продолжают вверх со сглаженным рельефом овальных поднятий на севере и контрастным рельефом межразломного хребта на юге.

Северный борт долины изрезан, т.к. поперек борта спускаются мелкие гребни, развитые на поверхности овальных поднятий.

Долина имеет молодой облик (см. рис. 4, II, разрез Е–Е'):

- V-образный профиль;
- узкое прямолинейное дно, не засыпанное осадочными породами;
- крутые симметричные борта.

В районе приподнятой части долины сформировался узкий (шириной 2–2.5 км), протяженный (до 40 км) косой хребет высотой 400–500 м (см. рис. 4, I, 3).

В районе приподнятой части долины сформировался узкий (шириной 2–2.5 км), протяженный (до 40 км) косой хребет высотой 400–500 м (см. рис. 4, I, 3). На востоке он приурочен к оси долины и при движении к западу все более при-

жимается к южному борту, в конце концов образуя ступень в его рельефе. В целом простирание этого хребта — 75° . На востоке косой хребет распадается на ряд коротких (5–10 км) и менее высоких хребтов, упирающихся в северный борт.

В западной пассивной части разлома V-образная долина сужается до 2.5–3.5 км (см. рис. 4, II, разрезы Г–Г', Д–Д'). Глубина долины резко уменьшается к западу от нодальной впадины от 5300 м до 5000 м и далее к западу постепенно, ступенчато — до 4750 м и еще далее к западу — до 4450 м (см. рис. 4, II, разрезы Г–Г'). Долина от западного интерсекта до меридиана 36.85° з.д. на протяжении 20–25 км имеет молодой облик:

- V-образное поперечное сечение;
- узкое прямолинейное дно в виде вреза, лишенное осадков;
- крутые борта высотой 600 м на юге и 380 м на севере.

Далее к западу дно расширяется до 1 км и уплощается, по-видимому, в силу того что перекрыто осадочными породами. Высота бортов на обеих сторонах 250 м. На днище долины имеется несколько коротких (до 7 км) узких (до 0.5 км) невысоких (50–100 м) извилистых гребней (см. рис. 4, I, 4).

Долина южного разлома в активной части существенно шире (6.5–7 км), чем долина северного разлома и в активной части практически не меняется, расширяясь вблизи палеонодальной и нодальной впадин до 7.5 км (см. рис. 4, II, разрезы З–З' — М–М'). Наибольшие глубины южной долины вблизи интерсектов (см. рис. 4, II, разрез В–В').

В 30 км к западу от восточного интерсекта глубина долины составляет 5250 м. В сторону интерсекта глубина долины уменьшается, поскольку здесь находится крупное неовулканическое поднятие (см. рис. 4, I, 5). Западнее долина углубляется до 5350 м, т.к. здесь на меридиане 35° з.д. находится палеонодальная впадина (см. рис. 4, I, 6, II, разрез Л–Л').

Западнее этой впадины дно долины резко поднимается до глубины 4450 м, поскольку здесь начинается продольное поднятие, занимающее почти все днище долины. На западном ограничении этого продольного поднятия дна глубина долины резко уменьшается до 4850 м. Далее к западу дно постепенно снижается до глубины 5000 м, но перед нодальной впадиной глубина резко увеличивается до 5350 м (см. рис. 4, I, 7). Нодальная впадина заглублена на 310 м относительно долины и имеет абсолютную глубину 5660 м и диаметр ~11 км.

Поперечное сечение долины на значительном протяжении активной части корытообразное с широким днищем и асимметричное из-за более

пологого южного борта. Высота бортов варьирует (см. рис. 4, II, разрез 3–3'):

- ~1000 м (западный интерсект);
- 600 м (восточный интерсект);
- 250 м (район продольного поднятия дна долины).

Северный борт – прямолинейный и непрерывный, южный борт (в восточной половине) – извилистый, в районе палеонодальной впадины на меридиане 35° з.д. прерывается крупной субмеридиональной депрессией, пересекающей гребневую зону. Западнее меридиана 35.65° з.д. на южном борту, на уровне его верхней бровки на глубине ~4500 м находится широкая ступень шириной 3–6 км, которая выше сменяется межразломным поднятием. Эта ступень простирается до западного интерсекта и по своему структурному положению схожа с не достигшим полного формирования трансверсивным хребтом.

В осевой части долины между восточным интерсектом и палеонодальной впадиной, расположенной на меридиане 35° з.д., имеется несколько невысоких (до 100 м) коротких (до 6 км) узких (до 0.5 км) медианных хребтов (см. рис. 4, I, 8).

Расположенное между 35.1° з.д. и 35.35° з.д. крупное продольное поднятие днища долины имеет длину ~67 км. Высота поднятия варьирует от 500 м на востоке до 150 м на западе. Дно в районе этого поднятия – плоское и тальвег долины проявляется фрагментарно в виде очень узких и неглубоких врезов. Данное поднятие на всем протяжении венчается широким невысоким валом (с превышением до 30 м относительно поверхности поднятия), простирающимся в направлении 75° (см. рис. 4, I, 9).

С запада поднятие обрамляется узким косым хребтом шириной ~2 км и высотой до 200 м с простиранием ~ 70° . Его западная часть находится в осевой зоне разлома, восточная часть – на его северном борту (см. рис. 4, I, 10).

В западной пассивной части южного разлома ширина разломной долины сужается до 6–6.5 км (см. рис. 4, II, разрез Ж–Ж').

Ее южный борт на всем протяжении крутой и прямолинейный, северный борт на первых 60-ти км до меридиана 36.50° з.д., где, как говорилось выше, находится широкая и глубокая субмеридиональная депрессия, пересекающая межразломный хребет, отсутствует, поскольку на данном участке долина полностью или частично перерождается несколькими поперечными порогами, идущими и с юга, и с севера со стороны межразломных структур. Наибольший из этих порогов имеет ширину около 4 км и высоту до 450 м (см. рис. 4, I, 11).

Западнее меридиана 36.50° з.д. долина сужается до 4 км северный борт также становится кру-

тым, прямолинейным и непрерывным, но он более пологий в сравнении с южным бортом, над которым на этом участке развит трансверсивный хребет (см. рис. 4, II, разрез Е–Е').

Высота бортов увеличивается с востока на запад от 350 м до 600 м. Глубина долины западнее нодалной впадины 5250 м, но к западу дно долины быстро поднимается до 4850 м, а затем постепенно (4500 м) углубляется до 4800 м в районе палеонодальной впадины (см. рис. 4, II, разрез В–В').

Наиболее приподнятая (4300 м) часть долины находится на том участке, где на южном борту долины возвышается наиболее высокая часть трансверсивного хребта. На этом участке днище долины хорошо выражено, плоское, вероятно перекрыто осадками, поперечное сечение долины имеет U-образный вид (см. рис. 4, II, разрез Д–Д').

Южный борт, начиная от западного интерсекта, завершается узким (4–6 км) трансверсивным хребтом, состоящим из двух сегментов, разделенных субмеридиональной депрессией. Длина сегментов составляет порядка 40–50 км (см. рис. 4, I, 12). Восточный сегмент воздымается до глубины 3750 м, более высокий западный сегмент – до 3000 м, их высоты над бровкой южного борта составляют 150 м и 900 м, соответственно (см. рис. 4, II, разрезы Д–Д', Ж–Ж').

В районе восточной пассивной части разлома Пушаровского мы располагаем фрагментарными батиметрическими данными. Однако этих данных достаточно, чтобы констатировать, что в восточном направлении разломная долина отклоняется к северу, ее ширина ~7 км, а глубина в изученном участке составляет 5050 м, днище долины широкое и плоское, перекрытое осадками (см. рис. 4, I, 13).

Долина имеет асимметричное поперечное сечение, северный борт крутой прямолинейный, высотой ~700 м, южный борт – изгибистый, отражающий неровности рельефа межразломного поднятия, пологий ступенчатый с неясным положением бровки (см. рис. 4, II, разрез Н–Н').

Две ветви разлома Пушаровского разделены межразломным линзовидным хребтом, протягивающимся на всем простирании разлома (см. Приложение 1: рис. S1). Его строение в значительной мере организовано структурами растяжения типа пулл-апарт впадин и палеоспрединговых центров [9]. На западном фланге межразломного хребта находится приподнятый блок, расположенный западнее крупной субмеридиональной впадины, вытянутой вдоль меридиана 36.50° з.д. (см. рис. 4, II, разрез Б–Б').

До впадины средний глубинный уровень вершинной поверхности хребта составляет 4250 м, а западнее впадины – 3750 м, следовательно, амплитуда этого воздымания ~500 м.

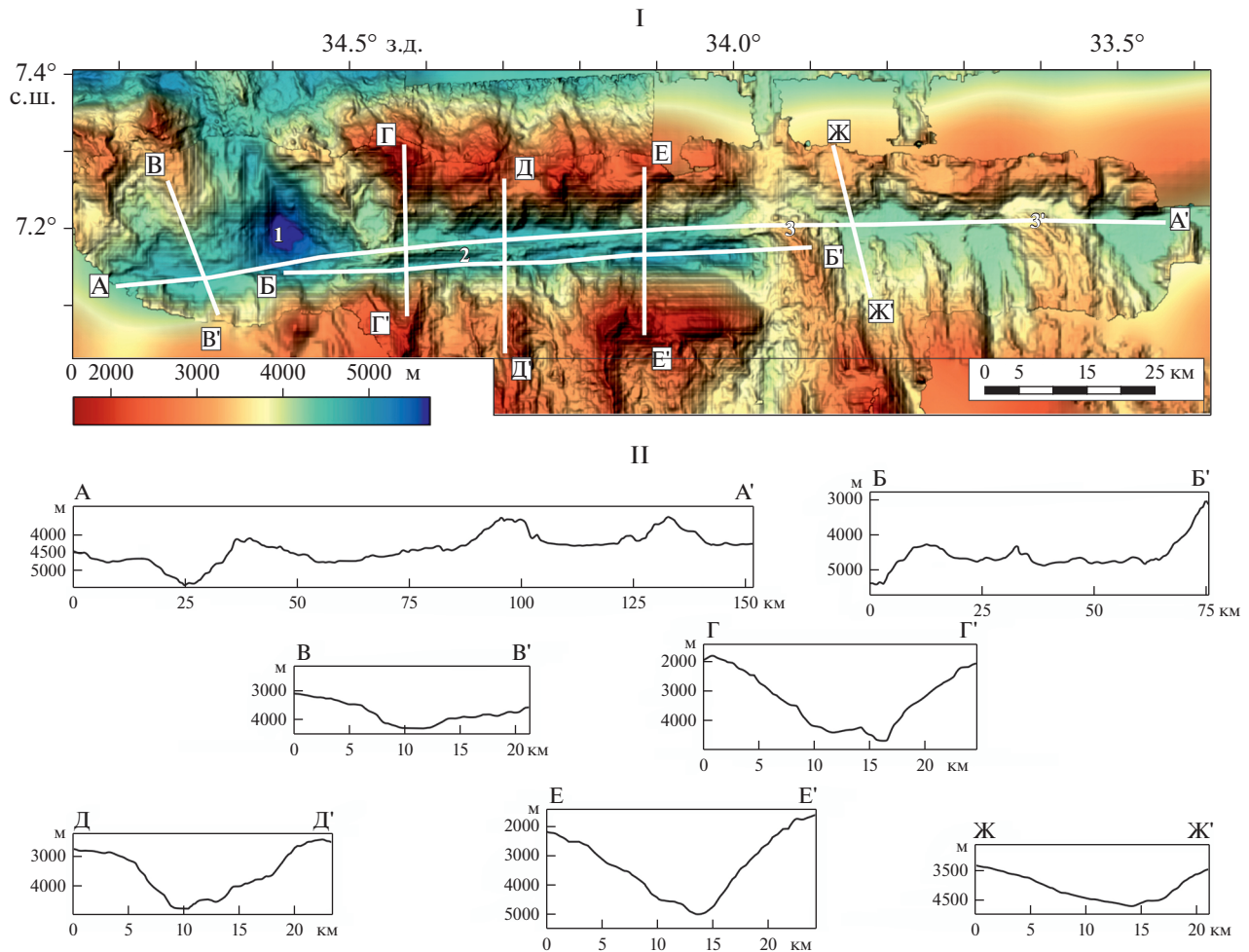


Рис. 5. Рельеф дна в районе разломной зоны Богданова по данным 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А', Б–Б' (продольные); В–В', Г–Г', Д–Д', Е–Е', Ж–Ж' (поперечные). Обозначено (арабские цифры): 1 – нодальная впадина; 2 – медианный хребет; 3 – поперечный порог.

Таким образом, по всем признакам разлом Пушаровского, как и разлом Долдрамс, является мегатрансформом. В разломе Пушаровского сформированы два дугообразных трансформы, между которыми простирается межразломный хребет, претерпевший интенсивные тектонические движения, придавшие ему блоковое строение.

Разлом Богданова

Батиметрическая съемка была проведена нами в активной части и небольших фрагментах пассивных частей разлома Богданова (рис. 5, I).

Длина офсета составляет 70 км. Долина в активной части U-образного сечения и шириной ~10 км имеет субширотное простираение 85° (см. рис. 5, II, разрезы Г–Г'–Е–Е').

Глубина долины является наибольшей вблизи интерсектов (см. рис. 5, II, разрезы А–А', Б–Б').

В районе западного интерсекта, где развита нодальная впадина, глубина равна 5050 м и она резко уменьшается до 4750 м в восточном направлении (см. рис. 5, I, 1).

Нодальная впадина глубиной до 6150 м и диаметром ~10 км углублена на 1100 м относительно долины. В районе восточного интерсекта нодальная впадина отчетливо не проявлена. Здесь в зоне интерсекта сформировалась впадина глубиной ~5000 м, от которой глубина разломной долины постепенно уменьшается до 4800 м в западном направлении.

Глубины 4750–4800 м характерны для протяженных выровненных участков долины, при этом в палеонодальных впадинах глубина может достигать до 4900 м. Вблизи обоих интерсектов разломные долины перегорожены крупными неовулканическими поднятиями, проникающими из гребневой зоны. Около этих поднятий дно до-

лины поднимается, здесь отмечены минимальные значения глубины долины 4550 м.

Оба борта – крутые, северный борт непрерывен, прямолинеен, но изрезан мелкими грядами, спускающимися с овальных поднятий. Ранее при драгировании этого борта были получены главным образом серпентинизированные ультрабазиты [6]. Южный борт также непрерывен, но извилист, он вдаётся в гребневую зону на 2–3 км там, где к разлому подходят крупные субмеридиональные депрессии. Высота обоих бортов почти одинаковая, – на большем протяжении долины она составляет 750–800 м, у восточного интерсекта – ~1000 м, у западного интерсекта – до 1200 м.

Через всю активную часть долины простирается медианный хребет шириной 2.5–3 км и высотой 300–500 м, состоящий из нескольких кулисообразно расположенных, частично перекрывающихся сегментов (см. рис. 5, I, 2).

В восточной пассивной части днище долины поднимается до глубины 4250 м (см. рис. 5, II, разрез А–А').

Днище долины широкое и плоское, засыпано осадками, ее генерализованная ширина близка к 10 км (см. рис. 5, II, разрез Ж–Ж').

Северный борт высотой 500 м – непрерывный, извилистый, он вдаётся в межразломное поднятие на участках, где это поднятие пересекается субмеридиональными депрессиями, разделяющими овальные поднятия.

Южный борт прерывистый, поскольку депрессии, разделяющие рифтовые хребты, непосредственно выходят в разломную долину. Долина имеет корытообразное поперечное сечение.

В изученном фрагменте долины она перегорожена двумя поперечными порогами шириной до 11 км и высотой ~750 м, которые являются продолжением рифтовых хребтов, сформировавшихся к югу от разлома (см. рис. 5, I, 3). Ранее они идентифицированы нами как бывшие неовулканические поднятия [9].

В западной пассивной части на участке, протяженностью ~25 км, глубина долины вблизи интерсекта составляет ~5000 м, но резко уменьшается в западном направлении до 4750 м (см. рис. 5, II, разрез А–А');

– борта долины выражены слабо (сильно изгибистые, ступенчатые);

– высота нижней части борта – 250 м (ширина долины на этом уровне – 6–6.5 км);

– высота верхней части борта также ~250 м (ширина долины на этом уровне ~10 км);

– днище долины узкое извилистое;

– поперечное сечение долины U-образное.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Трансформные разломы уверенно выделяются по рельефу дна, распределению эпицентров землетрясений и гравитационных аномалий в редукции Буге [11, 31] (см. рис. 1, а, б). Вдоль их активных зон происходят преимущественно мелкофокусные землетрясения сдвигового типа, свидетельствующие о том, что трансформы – это зоны сдвиговых деформаций [32]. В разломах Вернадского, Пушаровского и Богданова землетрясения нередко случаются и в пассивных частях разломов. По кинематике все разломы мегатрансформной системы Долдрамс представляют собой зоны правосторонних сдвигов.

В нашем исследовании приведена карта распределения гравитационных аномалий в редукции Буге для района мегатрансформной системы Долдрамс, построенная по данным [21, 28] (рис. 6).

Глубокие отрицательные минимумы аномалий в редукции Буге (до 214 мГал) сосредоточены в основном вдоль рифтовых долин и обладают обратной корреляцией с рельефом. Вдоль долин трансформных разломов также наблюдаются минимумы, но умеренной амплитуды – 270–280 мГал.

Поскольку трансформные разломы не являются областями распространения горячей мантии и структурами, в которых формируются разрезы коры большой мощности, то очевидно, что низкоплотные, по сравнению с флангами САХ и котловинами массы в разрезах разломов, – это в разной степени серпентинизированные ультраосновные породы, которые преобладают среди пород, драгированных с бортов разломов.

Причины вариаций ширины разломных долин

Данные по ширине и глубине разломных долин и высоте их бортов приведены в таблице 1. Ширина изученных разломных долин заметно варьирует от 3.5 км до 18 км (см. табл. 1). Можно выделить генеральные вариации ширины, охватывающие ее изменения в масштабе, сопоставимом с активными частями разломов и их крупными фрагментами, протяженностью не менее 40–45 км, и локальные вариации ширины, свойственные участкам разлома меньшей протяженности.

Генеральные вариации ширины изученных разломных долин имеют определенные закономерности, которые, по нашему мнению, находят объяснение в особенностях геодинамической обстановки в районе мегатрансформной системы Долдрамс. Она является фрагментом большого соединительного звена между Южной и Центральной Атлантикой, которые раскрывались самостоятельно, при этом направления спрединга были разные [12, 23, 26].

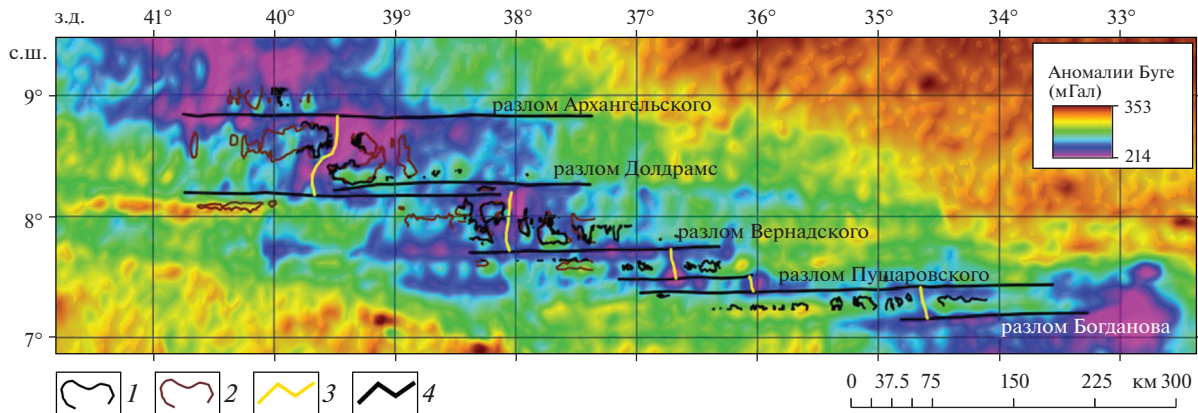


Рис. 6. Карта гравитационного аномального поля в редукции Буге в районе мегатрансформной системы Долдрамс и ее окружения.

На врезке: шкала значений аномалий Буге.

1 – изобата 3000 м (по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”); 2 – изобата 3000 м (по данным 6-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”); 3 – оси спрединговых сегментов; 4 – трансформные разломы

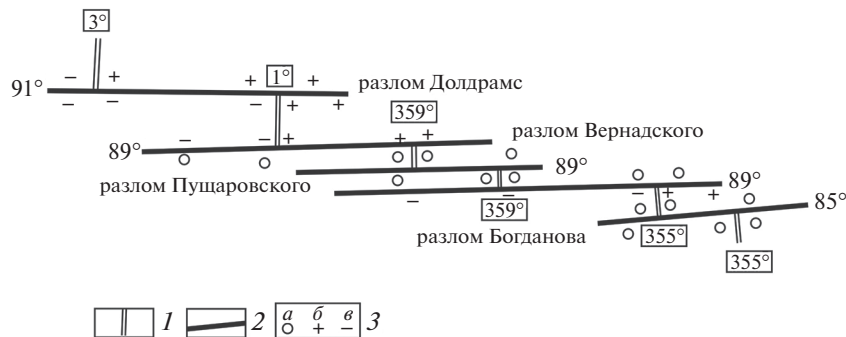


Рис. 7. Схема трансформных разломов и рифтов в мегатрансформной системе Долдрамс. Обозначено: простирание трансформных разломов, град.; направление осевых зон спрединга, град. (в рамке).

1 – оси спрединга; 2 – трансформные разломы; 3 – геодинамические режимы на границе разломных зон: *a* – отсутствие сжатия и растяжения, *b* – сжатие, *e* – растяжение, поперечное разлому

Когда произошел раскол Экваториального сегмента Гондваны, то в новообразованном океанском бассейне, соединившем Южную и Центральную Атлантику, направления спрединга должны были компенсировать эту разницу. В результате происходящей аккомодации в Экваториальном сегменте Атлантики возникает пестрая, по-видимому, изменчивая во времени картина распределения направлений спрединга, отраженных в простираниях трансформных разломов [20].

Следствием является возникновение транспрессионных или транстенсионных режимов в различных разломных зонах.

В районе мегатрансформной системе Долдрамс (МСД) в настоящее время наблюдается геодинамическая обстановка, представленная на рисунке 7.

Простирание наиболее южного разлома Богданова – 85° , простирание наиболее северного разлома Долдрамс – 91° , а следующий к северу от

МСД разлом Архангельского развернут под большим углом – 93° . Внутри мегатрансформной системы Долдрамс простирание разломов Вернадского и Пушаровского имеют промежуточное значение – 89° .

Таким образом, наблюдается закономерный поворот трансформных разломов и, соответственно, – направлений спрединга с юга на север по часовой стрелке от 85° к 93° . Вследствие чего в сегменте, в котором направление спрединга не перпендикулярно трансформе, литосферные плиты по одну сторону от оси спрединга могут расходиться и, следовательно, по другую сторону – сходиться.

Анализ батиметрической карты позволил установить, что между разломами Архангельского–Долдрамс–Вернадского ось спрединга ортогональна разлому Долдрамс, а между разломами Пушаровского и Богданова ортогональна разлому Богданова.

Таблица 1. Морфометрия долин трансформных разломов (поперечные сечения)

Разлом	Части разлома	Ширина, км	Глубина дна долины, м			Высота бортов, м			Перепад высот, м	Интервал глубин, м
			макс	фоновая	мин	макс	преобладающая	мин		
Долдрамс	Активная часть (северный трог)	7.5	4650	4500	3850	1000	750	450	—	—
	пассивная часть (восточная)	11	4750	4650	4650	750	750	750	—	—
	Активная часть (южный трог)	5–12	5150	4750	4000	1100	750	—	350	400
	пассивная часть (западная)	17	5150	4800	4800	750	750	750	—	—
Вернадского	Активная часть	6–12.5	5150	4750	4600	1200	750	600	450	400
	пассивная часть (западная)	4–18	5150	4750	4750	750	750	650	—	—
	пассивная часть (восточная)	5	5000	5000	4500	750	750	500	—	—
Пушаровского	Активная часть (северный трог)	5	5300	4950	4550	1150	750	400	400	350
	пассивная часть (западная)	2.5–3.5	5300	4750	4450	600	—	260	—	—
	пассивная часть (восточная)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пушаровского	Активная часть (южный трог)	6.5–7.5	5350	5000	4850	1000	600	250	400	350
	пассивная часть (западная)	4–6.5	5250	4500	4300	600	—	350	—	—
	пассивная часть (восточная)	7	5050	5050	5050	—	700	—	—	—
Богданова	Активная часть	10	5050	4750	4550	1200	800	750	400	300
	пассивная часть (западная)	10	5000	4750	4750	—	500	—	—	—
	пассивная часть (восточная)	10	4250	4250	4250	—	500	—	—	—

Примечание. * – разница между максимальной и преобладающей высотой борта;

** – разница между максимальной и фоновой глубиной долины.

В соответствии с этим, условия сжатия, перпендикулярные разлому, могут возникать в восточных пассивных и активных частях разломов Долдрамс, Вернадского и в восточной пассивной части южного разлома Пушаровского, при этом условия растяжения характерны для западных пассивных частей разломов Долдрамс, Вернад-

ского и южного разлома Пушаровского, а также для его активной части (см. рис. 1, см. рис. 7). Нейтральными в этом отношении являются северный разлом Пушаровского и разлом Богданова.

Генеральные вариации ширины долин изученных разломных зон в целом коррелируют с исследованной геодинамической обстановкой. Доли-

ны разломов Долдрамс и Вернадского имеют соответственно:

– наименьшую ширину – в восточной пассивной части (11 и 5 км);

– промежуточную ширину – в активной части (5–12 и 6–12.5 км);

– наибольшую ширину – в западной пассивной части (17 и 18 км).

Мы полагаем, что сужение долин в восточных пассивных частях является результатом того, что они формируются в условиях сжатия, и наоборот, расширение западных пассивных частей это – результат растяжения. В активных частях этих разломов существуют условия сжатия, и по нашим данным ширина долины здесь последовательно уменьшается с запада на восток. В разломе Богданова, где отсутствуют условия сжатия или растяжения, ширина долины практически неизменна во всех частях разлома и составляет ~10 км.

Эта закономерность не свойственна двойному разлому Пушаровского. В западных пассивных частях его северного и южного трогов ширина разломных долин резко сокращается до 2.5–3.5 км в северном и до 4 км в южном разломах, что долины в 1.5–2 раза более узкие, чем можно было предполагать в соответствии с геодинамической схемой (см. рис. 7).

Приведенные факты свидетельствуют о том, что в разломе Пушаровского действует еще один фактор, определяющий ширину разломных долин. Мы полагаем, что данное сужение разломных долин вызвано воздыманием западного сегмента межразломного хребта, разделяющего долины северного и южного трогов разлома Пушаровского. На продольном батиметрическом профиле, проходящем через срединную часть этого хребта видно, что западнее меридиана 36.50° з.д. средняя глубина вершинной части хребта существенно уменьшается от отметки 4250 до 3750 м (см. рис. 4, II, разрез Б–Б').

Это дает основание предположить, что блок межразломного хребта на западе закартированной площади испытал или испытывает подъем с амплитудой до 500 м, что и привело к сужению разломных долин обеих ветвей разлома Пушаровского на этом участке западной пассивной части.

Аналогичное явление выявлено в активной части двойного разлома Долдрамс. Обе его разломные долины существенно сужаются (до 3 км) на участке, где один из сегментов межразломного хребта испытал высокоамплитудный блоковый подъем.

В западной пассивной части разлома Вернадского на участке, расположенном западнее зоны интереса, разломная долина резко сужается 4 км, но на расстоянии 40–45 км западнее она расширяется до 18 км [28]. Это аномальное суже-

ние скорее всего, связано с относительно недавним перескоком оси спрединга в восточном направлении.

Таким образом, одним из главных факторов генеральных вариаций ширины разломных долин является возникновение в разломных зонах условий растяжения или сжатия перпендикулярных простиранию разлома. Условия сжатия приводят к сужению, а растяжения – к расширению разломных долин. Кроме того, существенное влияние оказывают рост внутривосточных поднятий и тектонические явления в прилегающих межразломных участках океанского дна.

Локальные расширения разломных долин на 1–5 км наблюдаются в районе нодальных и палеонодальных впадин и на участках, где с долиной со стороны гребневой зоны САХ сопрягаются субмеридиональные депрессии.

Мелкомасштабные вариации ширины приводят к пилообразной в плане границе разломной долины, что происходит там, где борт долины осложняется серией узких (~1 км) невысоких (50–100 м) гребней, спускающихся к долине либо со склонов горы Пейве, либо с вершин овальных поднятий, развитых на межразломных поднятиях между разломами Вернадского, Пушаровского и Богданова.

Причины вариаций глубины разломных долин

Характеризующим разломные долины параметром является их глубина. При исследовании срединных сегментов было обнаружено закономерное увеличение глубины спрединговых сегментов от периферии к центру мегатрансформной системы Долдрамс (МСД), расположенному между двумя ветвями разлома Пушаровского [9]. Аналогичное увеличение глубины прослеживается для трансформных разломов МСД.

Мы провели сравнение наибольших глубин изученных разломных долин, которые в каждом случае наблюдаются вблизи нодальных впадин (см. табл. 1). Эти значения являются наибольшими в двойном разломе Пушаровского – 5300 м в северном и 5350 м в южном разломе. В примыкающих к нему с юга и с севера разломах Богданова и Вернадского значения глубин равны 5050 м и 5150 м, соответственно, а в наиболее удаленном от разлома Пушаровского разломе Долдрамс – 5150 м (в действующем южном трансформе).

Во всех разломах в их активных частях вдольразломные вариации глубины долины имеют один и тот же характер: глубина долины от наибольших значений в районе интересков рифт–разлом быстро уменьшается до некоторого уровня, называемого как фоновый. Фоновые глубины характерны для протяженных и уплощенных участков разломных долин, и они также наибольшие в раз-

ломе Пушаровского — 5000 м и 4950 м, соответственно в южном и северном трогах (см. табл. 1). Во всех остальных разломах они составляют 4750 м. Было показано, что чем больше глубина осевой зоны спредингового сегмента, входящего в состав МСД, тем меньше температура верхней мантии под ним [9].

Следовательно, глубины разломных долин, входящих в состав МСД, также определяются верхнемантийными температурами, и чем ниже их температура, тем глубже разломная долина.

Наибольшие глубины разломных долин коррелируют с наибольшими глубинами рифтовых долин, которые также отмечаются вблизи нодальных впадин. Глубины рифтовых долин уменьшаются по мере удаления от зоны интерсекта с разломом в связи с увеличением в этом направлении температуры верхней мантии и интенсивности магматической аккреции коры.

В поиске причины уменьшения глубины разломной зоны в активной части в направлении интерсекта с рифтом мы связали низкие значения аномалий Буге в разломных долинах с серпентинизацией верхнемантийных пород, которые вероятно здесь доминируют в силу крайне низкой магматической аккреции в зонах интерсектов. В этом случае уменьшение глубины разлома в активной части в направлении от интерсектов является следствием увеличения объема и подъема разуплотненных при серпентинизации мантийных пород.

Зоны трансформов очень благоприятны для процессов серпентинизации:

- в этих зонах мантийные ультраосновные породы находятся в днище долины или вблизи днища;

- вследствие постоянных тектонических движений в этой области поддерживается непрерывное растрескивание пород и проникновение морской воды, которая осуществляет серпентинизацию литосферной мантии;

- трениедвигающихся в противоположном направлении литосферных плит приводит к разогреву их краевых частей, и, следовательно, подогреву проникшей вглубь морской воды, что ускоряет процессы серпентинизации.

По подсчетам температура вдоль поверхности сместителя может увеличиться на 200–400°C [18].

Серпентинизированные ультраосновные породы, по существу, это уже являются не мантийными, но коровыми породами. На сейсмических профилях, пересекающих трансформные разломы, под разломной долиной идентифицируются слои со скоростями сейсмических волн, как у базальтов и габбро (коровые породы) [7]. Но под разломными долинами не имеется такого количества габбро и базальтов, т.к. в продуктах

опробования бортов долин резко доминируют серпентинизированные перидотиты [4, 6]. Однако экспериментальные работы показали, что серпентинизация ультраосновных пород приводит к уменьшению их сейсмических скоростей, при этом в зависимости от степени серпентинизации они могут соответствовать сейсмическим скоростям для базальтов и габброидов [19].

Трансформные разломы также являются местом, где происходит новообразование океанической коры, но это — не магматический, а гидротермально-метаморфический процесс, в основе которого находится частичная или полная серпентинизация первично мантийного материала. Таким образом, второй и третий лои океанической коры, распознаваемые на сейсмических профилях под трансформными разломами, сложены ультраосновными породами, в различной степени серпентинизированными.

В активной части глубина долины увеличивается, по сравнению с фоновой глубиной, в районе впадин и уменьшается там, где сформировались поднятия, в том числе — вблизи медианных хребтов. Впадины, морфометрия и морфология которых подобны нодальным впадинам, выраженные в гравитационном поле аномалий Буге в виде овальных пятен, определяются нами как палеонодальные впадины.

Разница в глубине между этими впадинами и фоновой глубиной долины составляет 50–200 м, что существенно меньше разницы глубин между долиной и активной нодальной впадиной. Это обстоятельство может быть следствием как того, что впадины заполняются осадками, так и более быстрого подъема дна на этих участках, по сравнению с другими участками долины.

Нодальные впадины одновременно являются структурами и разлома, со свойственными ему сдвиговыми напряжениями, и рифта, в котором преобладают условия растяжения. Сочетание этих двух факторов приводит к формированию глубоких впадин. Отчетливые нодальные впадины в районе мегатрансформной системы Долдрамс выявлены только в западных интерсектах. В восточных интерсектах нодальные впадины накладываются неовулканические поднятия или на блоковые поднятия межразломных хребтов. Для нодальных впадин характерны наиболее низкие в разломных долинах значения аномалий Буге (~215 мгал) (см. рис. 6).

Причина, по которой разломная долина не является непрерывной чередой палеонодальных впадин, но эти впадины эпизодически встречаются в активной и пассивной частях разломной зоны, — представляет несомненный интерес для исследования.

Мы полагаем, что нодальные впадины сохраняются в виде своих палеоаналогов в тех случаях,

когда был эпизод асимметричного спрединга или, возможно, произошел перескок оси спрединга, при этом напротив палеонодальной впадины может находиться палеорифтовая долина.

В изученных пассивных частях разломов глубина долины варьирует в меньшей степени. В пассивных частях разлома Долдрамс и в восточных пассивных частях разлома Вернадского и южной ветви разлома Пушаровского глубины разломных долин на 50–250 м больше, чем фоновые глубины в их активных частях (см. табл. 1).

Эта разница будет еще больше, если принять во внимание, что мощность осадочного чехла в пассивных частях существенно больше, чем в активных частях. Этот факт находится в соответствии с закономерным углублением дна океана вследствие его опускания из-за остывания и увеличения мощности подлитосферной мантии по мере увеличения расстояния от оси спрединга [29].

В этой связи мы можем считать, что, когда не происходит углубление разломной долины в пассивных частях, следует ожидать воздействия дополнительных факторов или процессов. В зоне разлома Богданова глубина разломной долины в восточной пассивной части меньше на 500 м, глубины долины в ее активной части (см. табл. 1).

В восточной пассивной части днище разлома очень широкое и плоское, что указывает на то, что здесь в долине накоплен мощный осадочный чехол, и, скорее всего, ее первоначальное дно было опущено относительно днища долины в активной части. При этом на соседнем участке в активной части долины осадки не накопились в таком количестве, потому, что долина на границе активной и восточной пассивной частей перекрыта крупным неовулканическим поднятием, которое может являться барьером для поступления осадочного материала к западу (см. рис. 5, I, 3).

В обеих западных пассивных частях разлома Пушаровского глубины долин на 500–750 м меньше глубин в их активных частях. Очевидно, что поднятие этих частей разломных долин связано с воздыманием на 500 м блока межразломного хребта разлома Пушаровского.

Борта разломных долин

В изученном районе разломные долины почти на всем простирании имеют отчетливо выраженные прямолинейные борта. Наибольшая высота бортов наблюдается вблизи нодальных впадин и составляет 1000–1200 м, наименьшая высота приурочена к внутриразломным поднятиям – 250–450 м (см. табл. 1). Преобладающая фоновая высота ~750 м характерна для большинства изученных разломных зон как в активной, так и пассивной частях.

Разница между максимальной и фоновой высотой борта в каждом из разломов находится в диапазоне 350–450 м, что сопоставимо с разницей 350–400 м между фоновой и максимальной глубиной разломов в их активных частях: (см. табл. 1). Это свидетельствует о том, что высота борта нивелируется в активной части разлома за счет уменьшения глубины разломной долины, в результате серпентинизации мантийных пород,

Борт долины трансформного разлома отсутствует в месте ее пересечения с рифтовой долиной.

За пределами зоны интерсекта, на участках пересечения с палеорифтовыми долинами борт отсутствует, например:

– участок северного борта в активной части разлома Вернадского (см. рис. 3, I, 3);

– на участках на восточном фланге активной части разлома Вернадского, где к разлому примыкают бывшие крупные неовулканические поднятия, разделенные глубокими депрессиями (см. рис. 3, I, 9).

Причиной отсутствия борта долины послужили перескоки оси спрединга, или асимметричный спрединг, вследствие чего осевые структуры смогли сохраниться в первоначальном виде.

Также отсутствует отчетливо выраженный южный борт в восточной пассивной части разлома Богданова на участках, где к разлому примыкают субмеридиональные депрессии, разделяющие рифтовые хребты и осадочный чехол, заполняющий разломную долину, заходит в субмеридиональные депрессии. Борта отсутствуют, когда разломная долина перегораживается неовулканическим поднятием или его палеоаналогом.

В основном борта разломных долин прямолинейны, но на отдельных участках они могут быть извилистыми. Если форма изгибистая, то борт заходит вглубь гребневой зоны там, где к разлому подходит крупная субмеридиональная депрессия. На некоторых участках, особенно там, где в разломной зоне развиты продольные поднятия днища, борт может быть ступенчатым.

Борта долин могут надстраиваться структурами гребневой зоны или трансверсивными хребтами, при этом рельеф гребневой зоны превышает днище долины на высоту борта, – это хорошо видно, когда гребневая зона сложена рифтовыми горами. В этом случае рифтовые горы и разделяющие их субмеридиональные депрессии срезаются на уровне верхней бровки борта.

Поднятия в разломных зонах

Строение разломных зон осложняется присутствием различного рода поднятий, таких как:

- поперечные пороги;
- вдольразломные поднятия днища долины;

– медианные, трансверсивные и межразломные хребты.

Поперечные пороги. Большинство поперечных порогов шириной от 4 до 9 км и высотой 400–500 м являются продолжением рифтовых хребтов, возникших как неовулканические поднятия, которые формировались при наиболее интенсивных импульсах вулканической активности, что приводило к тому, что они проникали в разломную долину и перегораживали ее.

В настоящее время такие неовулканические поднятия наблюдаются в восточных интересектах разлома Богданова и северной ветви разлома Пушаровского, а также – в обоих интересектах южной ветви разлома Пушаровского. Но имеются такие пороги, связь которых с неовулканическими поднятиями не очевидна, как, например, в восточной пассивной части разлома Вернадского. Возможно, их возникновение связано с интенсивными процессами серпентинизации.

Медианные хребты. Медианные хребты – это узкие поднятия длиной от 10 до 40 км, шириной 1.5–4 км и высотой 250–500 м, как правило, протягивающиеся параллельно разломной долине и расположенные в ее приосевой части.

Наиболее мелкие медианные хребты (длиной ~6 км, шириной 0.5 км и высотой 100 м) зафиксированы в обеих разломных долинах разлома Пушаровского и они имеют косое простирание ~75° по отношению к разломной долине. Наиболее часто медианные хребты развиты в активных частях разломов.

Медианные хребты нами не опробованы и для понимания их природы мы приняли во внимание обстоятельство, при котором в разломе Богданова наиболее низкие значения аномалий Буге приурочены не только к нодальным впадинам, но и ко всей активной части разлома, в которой на всем протяжении развит вдольосевой медианный хребет, состоящий из нескольких сегментов (см. рис. 5, 1, 2; см. рис. 6).

Это дает основание полагать, что медианный хребет сложен низкоплотными породами: базальтами, или сильно серпентинизированными ультрабазитами. Нами не выявлено признаков того, что в активной части долины разлома Богданова, происходил активный вулканизм, наиболее вероятно, что медианный хребет сложен сильно серпентинизированными породами.

Это дает основание предполагать, что медианные хребты представляют собой протяженные серпентинитовые диапиры, сложенные повсеместно встречающимися серпентинизированными ультраосновными породами под разломными долинами.

Напряжения сжатия перпендикулярные разлому, характерные для некоторых разломов мегатрансформной системы Долдрамс способство-

вали выведению этих диапиров выше поверхности дна (см. рис. 7).

Наличие в разломе Пушаровского косых медианных хребтов указывает на то, что в этом разломе существовали или существуют напряжения сжатия и других направлений. Мы полагаем, что причиной этих напряжений является линзовидная криволинейная в плане форма межразломного хребта в разломе Пушаровского. В связи с тем, что силы сжатия возникают тогда, когдадвигающаяся литосферная плита наталкивается на выступ межразломного хребта и давит на него, создавая локальные напряжения сжатия, в том числе – в разломной долине.

Трансверсивные хребты. Трансверсивные хребты простираются параллельно разлому и надстраивают некоторые сегменты бортов разломных долин. Склон трансверсивного хребта, обращенный к структурам гребневой зоны, как правило, ориентирован поперечно по отношению к ним. В районе мегатрансформной системы Долдрамс выявлено три трансверсивных хребта – два хребта на южном борту в западных пассивных частях разломов Долдрамс и один хребет в южной ветви разлома Пушаровского, а также гора Пейве на северном борту в активной части разлома Вернадского.

Наиболее крупный из исследованных трансверсивных хребтов располагается в разломной зоне Долдрамс. По результатам опробования в его составе значительную роль играют серпентинизированные ультрабазиты, также имеются измененные и деформированные базальты. С этим хребтом связано поле максимальных для района мегатрансформной системы Долдрамс значений аномалий Буге (до 330 мГал) (см. рис. 6). Данный хребет может быть сложен неизменными мантийными породами, драгированными серпентинизированные ультрабазиты занимают незначительное место в его разрезе. Но не исключено, что хребет аномально высок, изостатически не компенсирован и в настоящее время испытывает опускание.

Генезис трансверсивных хребтов вызывает особый интерес в научном сообществе и большинство исследователей полагают, что эти структуры формируются под действием сил сжатия или растяжения, возникающих по разным причинам в сдвиговых разломных зонах [3, 7, 13–15, 25, 27].

Трансверсивный хребет, находящийся на южном борту в западной пассивной части разлома Долдрамс, по своим размерам (ширина ~12 км, высота над бровкой борта до 2050 м) сопоставим с одним из наиболее крупных трансверсивных хребтов Атлантики, образовавшимся на южном борту долины разлома Вима [15] (см. рис. 2, 1, 15).

Так же, как и в разломе Вима, в разломе Долдрамс западная часть трансверсивного хребта

приподнята, длина хребта (>145 км) сопоставима с длиной офсета.

Bonatti and et al. [13] показали, что трансверсивный хребет разлома Вима образовался 10 млн лет назад как флексурный изгиб края Южно-Американской плиты в результате напряжений растяжения, возникших в активной части разлома Вима при повороте направления спрединга в северной части Приэкваториальной Атлантики по часовой стрелке, произошедшего 11 млн лет назад.

Трансверсивный хребет в разломе Долдрамс находится в 177 км к западу от оси спрединга и в соответствии со скоростью полу-спрединга равной 1.5 см/год [16], он не мог подняться раньше, чем 11.8 млн лет назад. В этой связи мы можем предположить, что по времени образования трансверсивный хребет в разломе Долдрамс сопоставим по времени возникновения с трансверсивным хребтом разлома Вима и своим образованием связан с событием, приведшим к изменению направления спрединга, вызвавшего условия растяжения в правосторонних трансформах. Таким образом, данный трансверсивный хребет это — флексуобразный изгиб края Южно-Американской плиты, возникший в условиях растяжения около 11 млн лет назад в разломе Долдрамс.

Мы полагаем, что аналогичное происхождение имеет также трансверсивный хребет на южном борту южной ветви разлома Пушаровского, который меньше по размеру (ширина 4–6 км, высота над бровкой борта 900 м), но по многим параметрам схож с хребтами в разломах Вима и Долдрамс (см. рис. 4, I, 12). Над ним наблюдаются высокие значения аномалий Буге, его длина (~100 км) сопоставима с офсетом южного разлома Пушаровского, западная часть более высокая, чем восточная, — расстояние от оси спрединга до начала хребта ~160 км, что указывает на возраст дна в районе хребта не моложе 10.7 млн лет (см. рис. 6).

Гора Пейве, при ширине 9 км, отличается от исследованных трансверсивных хребтов существенно меньшей длиной (37 км), большей высотой (3000 м над бровкой борта) и заметно меньшими значениями аномалий Буге (~300 мГал) (см. рис. 3, I, 4; см. рис. 6).

Ранее гора Пейве была поднята выше уровня моря, о чем свидетельствует плоская вершина, впоследствии, гора испытала интенсивные опускания и сейчас погружена на 1033 м ниже уровня океана (см. рис. 3, III).

Анализ структурного рисунка дна в районе западного интерсекта разлома Вернадского, дает основание полагать, что гора Пейве является наиболее высоким и протяженным сегментом ранее единого трансверсивного хребта протяженностью ~53 км, разделенного к настоящему

времени рифтовой и палеорифтовой долиной на три сегмента.

Это означает, что в данном спрединговом центре вероятно происходили неоднократные пересечки оси спрединга. В пользу этого предположения свидетельствует наличие в гребневой зоне между разломами Вернадского и Долдрамс еще нескольких палеорифтовых долин.

Сложное развитие этого спредингового сегмента, сопровождающегося неоднократными перескоками оси спрединга, подтверждают данные о возрасте пород. В соответствии с возрастом габбро, определенным методом U/Pb изотопной геохронологии по цирконам, выделенным из габбро, драгированного в самой высокой западной части горы Пейве, подъем хребта произошел не раньше 3.65 млн лет назад, когда сформировалось габбро [8].

Вместе с габброидами драгированы песчаные известняки, в которых песчаная составляющая представлена обломками габброидов, претерпевших субаэральное выветривание. Возраст этих известняков, определенный по фораминиферам составляет 3.2–2.4 млн лет [4]. Следовательно, подъем горы Пейве произошел в интервале времени 3.65–2.4 млн лет назад.

Пушаровский [4] также привел возраст известковистого песчаника ~3.2 млн лет, определенный по фораминиферам и полученный по данным исследования рифтового хребта, надстраивающего восточный борт рифтовой долины между разломами Долдрамс и Вернадского, — это дает основание полагать, что возраст базальта также близок к этому времени.

Однако в соответствии со скоростью полу-спрединга и расстоянием этого хребта от оси спрединга (~10 км) его возраст должен быть не более 0.7 млн лет. С противоположного западного борта рифтовой долины подняты известняки именно с таким возрастом 0.7 млн лет. Сопоставление этих данных показало, что современная рифтовая долина сформировалась в результате перескока оси спрединга, произошедшего ~0.7 млн лет назад, в район дна с возрастом ~3.2 млн лет.

Принимая во внимание имеющиеся возрастные определения и сложившийся структурный парагенез на этом участке дна океана, мы разработали следующую реконструкцию развития событий, в ходе которых был образован трансверсивный хребет и произошло его расчленение (рис. 8).

До 3.65 млн лет назад ось спрединга была сопряжена с палеорифтовой долиной 37.58° з.д., но 3.65 млн лет назад или несколько ранее произошел перескок оси спрединга в западном направлении в район палеорифтовой долины 38.45° з.д., где возраст дна был существенно более древним — 3.65 млн лет (см. рис. 8, а, б).

Здесь под рифтовой долиной в коровой камере сформировались габбро западной части горы Пейве. В интервале 3.65–2.4 млн лет назад произошел подъем трансверсивного хребта на северном борту в активной части разлома Вернадского, при этом в подъем была вовлечена только наиболее нагретая часть литосферы, расположенная между действующей и сравнительно недавно отмершей рифтовой долиной, в настоящее время простирающейся вдоль меридиана 37.58° з.д. (см. рис. 8, в).

Вскоре после 2.4 млн лет назад произошел перескок оси спрединга в район палеорифтовой долины 37.85° з.д., где возраст дна был древнее 3.2 млн лет (см. рис. 8, г). Это привело к разделению трансверсивного хребта на западный и восточный сегменты (гора Пейве).

Западный сегмент оказался в пассивной части разлома, однако разломная долина напротив его по своим структурным особенностям более соответствовала разломной долине в активной части разлома, каковой до этого момента она и являлась. Более того, она несла признаки роста трансверсивного хребта, выраженные в ее сужении и обмелении и V-образном поперечном сечении. 0.7 млн лет назад произошел последний перескок оси спрединга в область дна с возрастом 3.2 млн лет, при этом западный сегмент трансверсивного хребта раскололся на две части (см. рис. 8, д).

Однако еще предстоит исследованиями выяснить природу трансверсивного хребта, составной частью которого является гора Пейве, но мы приводим наше понимание его эволюции.

- По многим признакам он схож с другими вышеописанными трансверсивными хребтами в районе МСД, только сформировался в более позднее время 3.65–2.4 млн лет назад. Исходя из этого, мы можем предположить, что механизм его образования близок к другим трансверсивным хребтам МСД. Он заключается в том, что ранее 3.65–2.4 млн лет назад в данном регионе произошло глобальное геологическое событие, приведшее к нестабильности спрединга, и, как следствие, — к частым перескокам оси спрединга. Это событие, возможно, инициировало возникновение межразломного хребта в разломе Долдрамс. В этой нестабильной обстановке могли возникнуть условия растяжения в разломе Вернадского и, как реакция на них, произошел флексурный изгиб края Африканской плиты.

- Некоторые структурные особенности пространства, окружающего трансверсивный хребет в разломной зоне Вернадского, могут указывать на то, что он образовался в условиях сжатия, к которым относятся:

- уменьшение глубины и сужение разломной долины напротив трансверсивного хребта;

- наличие извилистых в плане мелких невысоких гряд на склоне хребта, обращенном к разлому, а также в тыловой части хребта на примыкающих к нему участках гребневой зоны.

Волнообразные изгибы гряд это — результат их деформации под действием сил сжатия, перпендикулярных к простиранию разлома.

Продольное поднятие днища разломной долины

Продольное поднятие днища разломной долины, как самостоятельная положительная структура, зафиксировано только в южной ветви разлома Пушаровского (см. рис. 4, I, 9). Продольное поднятие воздымается на 500 м над уровнем днища долины и простирается на значительное расстояние вдоль долины (до 67 км). В отличие от медианных хребтов, которые являются узкими обособленными структурами, это поднятие заполняет всю долину. Вершинная часть поднятия осложняется пологими валами, имеющими косое простирание.

Мы считаем, что по своему генезису это поднятие близко к трансверсивным хребтам, образовавшимся в условиях растяжения, с которыми его сближает большая протяженность и повышенные относительно остальной части разломной долины значения аномалий Буге (см. рис. 6). В пользу этого указывает то, что западнее, поднятие сменяется широкой ступенью на южном борту разлома, которая по своему структурному положению является, возможно, зародышем трансверсивного хребта или незавершенным трансверсивным хребтом.

Южный разлом Пушаровского — единственный из разломов мегатрансформной системы Долдрамс, который находится в режиме трансенсии (см. рис. 7).

Рост поднятий в трансформах в виде флексуобразного изгиба края литосферной плиты возможен даже при одних сдвиговых деформациях [27].

Bonatti and et al. [13] утверждают, что этот рост является более высокоамплитудным тогда, когда в трансформе возникают условия растяжения, поперечные разлому.

Можно предположить, что формирование продольных поднятий отличается от роста трансверсивных хребтов меньшей интенсивностью напряжений растяжения.

Межразломные хребты

В пределах мегатрансформной системы Долдрамс в двойных разломах Долдрамс и Пушаровского имеются два межразломных хребта. Эти два разлома являются мегатрансформами, с которыми их объединяет наличие линзовидного межразломного хребта, ограниченного двумя дугообразными в плане трансформами [9, 24].

Главные особенности межразломного хребта разлома Пушаровского следующие:

- он возник с самого начала образования мегатрансформной системы Долдрамс и разлома Пушаровского ~30–32 млн лет назад;

- на протяжении всей своей геологической истории находился в поле воздействия двух плит,двигающихся в противоположных направлениях;

- образование в нем впадин растяжения типа пулл–апарт;

- на месте впадин растяжения типа пулл–апарт могли возникать спрединговые центры.

Межразломный хребет разлома Долдрамс возник сравнительно недавно. В соответствии с характером распределения землетрясений, активной в настоящее время является южная ветвь разлома Долдрамс, сменившая в этом качестве северную ветвь.

На западном продолжении северного разлома сформировалась система мелких врезов, соединяющая его с южным разломом, при этом к этой зоне врезов также приурочены современные землетрясения. Эти два факта могут свидетельствовать о том, что либо сдвиговые движения периодические происходят и вдоль северного трога, либо происходит смена активного разлома с южного на северный.

Изотопно-геохронологическим U/Pb методом по цирконам определен возраст одного из габброидов, драгированного с межразломного хребта на расстоянии ~130 км от западной осевой зоны спрединга, который составляет ~11 млн лет [8]. Однако, исходя из скорости полуспрединга и расстояния от оси спрединга до точки драгирования, возраст дна в этой точке составляет ~8.5 млн лет.

Это означает, что сначала краевая часть Южно-Американской плиты, которую представлял собой межразломный хребет, двигалась к западу относительно северного разлома, затем возникновение южного разлома привело к выделению межраз-

ломного хребта, ставшего частью Африканской плиты, и его перемещению к востоку (рис. 9).

Очевидно, что межразломный хребет появился тогда, когда северный разлом перестал быть активным и возник южный разлом. Время этого события можно определить по расстоянию между западным окончанием долины северного разлома и осью спрединга к северу от разлома Долдрамс или по длине участка межразломного хребта, находящегося в восточной пассивной части этого разлома, которые близки друг другу и составляют ~60 км.

В соответствии с этим расстоянием и скоростью полу–спрединга ~4 млн лет назад северный разлом перестал быть активным, возник южный разлом, отчленивший от Южно-Американской плиты межразломный хребет. В это время возникает нестабильность спрединга, выраженная частыми перескоками его оси, между разломами Долдрамс и Вернадского и происходит образование трансверсивного хребта на северном борту разлома Вернадского, составной частью которого является гора Пейве.

Возможно, одно и то же событие, произошедшее ~4–3.65 млн лет назад, стало причиной структурообразующих процессов в области от разлома Долдрамс до разлома Вернадского, включая их разломные зоны. Следует отметить, что в это же время к северу от разлома Долдрамс возникло нетрансформное смещение, с тех пор мигрирующее к северу вдоль оси спрединга. Вероятно, это событие имело более глобальный масштаб, поскольку по данным изучения аномального магнитного поля рубеж 4–3.5 млн лет назад характеризовался резким изменением скорости спрединга в Атлантике [17].

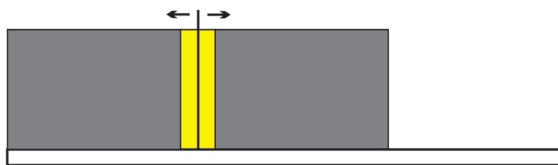
Оба межразломных хребта мегатрансформной системы Долдрамс испытали высокоамплитудные блоковые вертикальные движения. Признаки этих движений запечатлены на профилях глубины, расположенных вдоль оси хребтов, в обмелении и

Рис. 8. Предполагаемый сценарий образования и расчленения трансверсивного хребта на северном борту разлома Вернадского.

(а) – состояние системы перед началом формирования трансверсивного хребта, (б) – перескок оси спрединга к западу около 3.65 млн лет назад, возникновение палеорифтовой долины, которая в настоящее время находится на меридиане 37.58° з.д., формирование в осевой зоне спрединга габбро, которое слагает гору Пейве; (в)–(г) – последовательное раздвижение океанического дна и формирование океанической коры в интервале времени 3.65–2.4 млн лет назад; (д) – образование трансверсивного хребта на северном борту разломной долины в ее активной части; (е) – перескок оси спрединга на восток в интервале 2.4–0.7 млн лет назад, возникновение палеорифтовой долины, которая в настоящее время находится на меридиане 38.45° з.д., расчленение трансверсивного хребта на два сегмента, при этом гора Пейве оказывается в восточном сегменте; (ж) – перескок оси спрединга к западу в интервале 0.7–0 млн лет назад, возникновение палеорифтовой долины, которая в настоящее время находится на меридиане 37.85° з.д., расчленение западного сегмента трансверсивного хребта на две части.

1–2 – долины: 1 – рифтовые (приуроченные к оси спрединга), 2 – палеорифтовые; 3 – древнее океаническое дно (до 3.65 млн лет); 4 – разновозрастные полосы океанического дна (образовано после 3.65 млн лет назад); 5 – трансверсивный хребет, 6 – ось спрединга, 7 – направление спрединга; 8 – положение пород, для которых определен возраст: а – габбро горы Пейве с возрастом 3.65 млн лет, б – известковистый песчаник с возрастом 3.2–2.4 млн лет, в – известняк с возрастом 0.7 млн лет

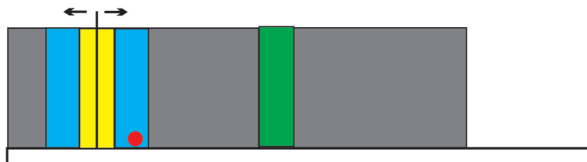
(а) до 3.65 млн лет назад



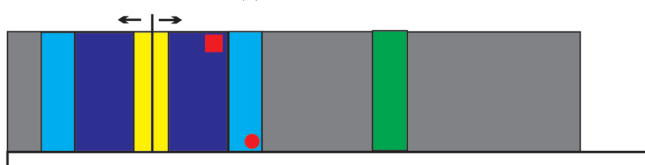
(б) 3.65 млн лет назад



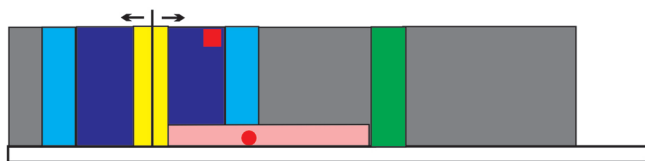
(в) 2.4–3.65 млн лет назад



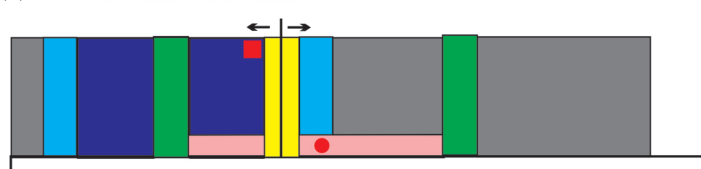
(г) 2.4–3.65 млн лет назад



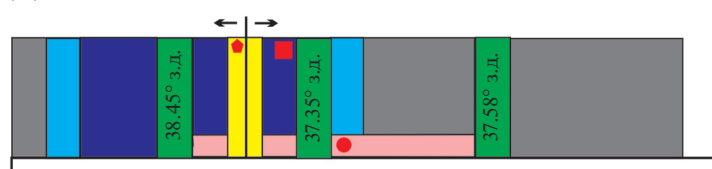
(д) 2.4–3.65 млн лет назад



(е) 0.7–2.4 млн лет назад



(ж) 0–0.7 млн лет назад



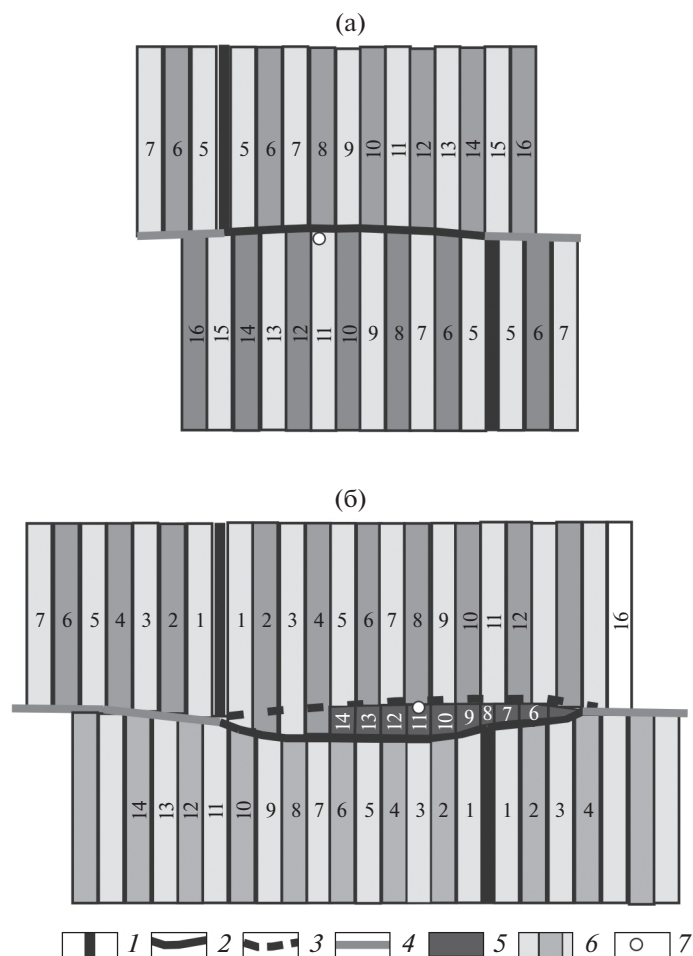


Рис. 9. Схема образования межразломного хребта в мегатрансформе Долдрамс.

(а) – период до 4 млн лет назад, когда активным был северный разлом; (б) – период после 4 млн лет назад, когда активным стал южный разлом. 1 – осевая зона спрединга; 2–3 – трансформ: 2 – активный, 3 – не активный; 4 – пассивные части разломной зоны, 5 – межразломный хребет, 6 – разновозрастные полосы океанического дна (цифры на них – возраст в млн лет); 7 – положение габбро, для которого определен возраст в 11 млн лет

сужении сегментов разломных долин, примыкающих к сегментам хребтов, испытавших подъем.

На этих профилях глубины видно, что в западной пассивной части разлома Пушаровского более западный блок межразломного хребта поднят над более восточным блоком на 500 м (см. рис. 4, II, разрез Б–Б').

В активной части разлома Долдрамс более восточный блок межразломного хребта поднят над более западным блоком на 1350 м (см. рис. 2, II, разрез Б–Б').

С приподнятого блока межразломного хребта разлома Долдрамс, наряду с магматическими породами, драгированы сравнительно хорошо отсортированные обломочные породы – от алевролитов до дресвяников, в которых зерна представлены обломками серпентинизированных ультрабазитов, габброидов и базальтов [4]. Их присутствие

свидетельствует о том, что эта часть межразломного хребта не ранее 4 млн лет назад находилась выше уровня океана – с тех пор и до наших дней происходит ее интенсивное опускание, поскольку современные минимальные глубины хребта составляют 2650 м.

Рассмотрим причины вертикальных блоковых движений в пределах межразломных хребтов. Высокостоящие межразломные хребты имеются в северной части политрансформа Сан Паулу (хребет Атоба), выступающие над уровнем океана в виде скал Петра и Павла.

Maia and et al. [25] считает, что этот подъем вызван действием сил сжатия, направленных вдоль разлома и возникших в результате проградации рифта, расположенного к северу от разлома Сан Паулу. Принимая эту точку зрения за основу, мы полагаем, что подъем блоков межразломных хребтов мегатрансформной системы Долдрамс

вызван силами сжатия, направленными вдоль разломов. Напряжения сжатия возникают потому, что межразломные хребты имеют в плане линзовидную криволинейную форму.

Двигающаяся литосферная плита в зоне сдвига наталкивается на выступ межразломного хребта и давит на него, создавая локальные напряжения сжатия и приводя к подъему его отдельных блоков. Последующее опускание поднятого блока это — результат компенсации его изостатической неуравновешенности.

*Механизмы и факторы структуро-
и корообразования в разломных зонах
мегатрансформной системы Долдрамс (МСД)*

Для проведения анализа параметров строения и морфологии разломных зон мегатрансформной системы Долдрамс мы привлекли различные процессы, явления и факторы, важнейшие из которых связаны со спредингом океанического дна, — именно спрединг приводит к образованию сдвиговых зон, соединяющих пространственно разобщенные спрединговые сегменты. Геологические события, происходящие в спрединговой геодинамической системе во многом определяют особенности строения трансформных разломов.

Различия в направлении спрединга в соседних сегментах Срединно-Атлантического хребта приводит к появлению в разломных зонах напряжений сжатия или растяжения, перпендикулярных разлому. В условиях сжатия происходит сужение разломных долин, они способствуют формированию медианных хребтов, встреченных в большинстве активных частей изученных разломов. В условиях растяжения происходит расширение разломных долин и образование продольных поднятий днища разломных долин (в активной части южной ветви разлома Пушаровского) и ступенчатых бортов.

В ходе раскрытия Атлантического океана возникали кратковременные эпизоды, во время которых могло происходить изменение направления спрединга, скорости спрединга или одновременно то и другое [17]. При этих изменениях в активных частях трансформных разломов могли установиться режимы сжатия или растяжения. В Атлантике 11 млн лет назад произошел поворот направления спрединга против часовой стрелки, что привело к возникновению режима растяжения в правосторонних трансформных разломах. В результате этого, в некоторых из таких разломных зон возникли крупные трансверсивные хребты, в частности, — хребты Вима и Сан Паулу [13, 25].

По многим структурным параметрам, времени образования и, как мы считаем, по механизму образования этим трансверсивным хребтам близки трансверсивные хребты, сформировавшиеся в

пределах мегатрансформной системы Долдрамс на южных бортах разломов Долдрамс и южного разлома Пушаровского.

В Атлантике 3.5–4 млн лет назад был эпизод резкого изменения скорости спрединга, что проявилось в районе мегатрансформной системы Долдрамс в нестабильности спрединга, выраженной в частых перескоках оси спрединга и в асимметрии спрединга. Мы связываем с этим эпизодом образование трансверсивного хребта на северном борту разлома Вернадского, составной частью которого является гора Пейве.

Перескоки оси спрединга и асимметрия спрединга отражаются и на строении и морфологии разломных долин, поскольку в этом случае нодальные впадины, рифтовые долины вместе с неовулканическими поднятиями сохраняются в ранге соответствующих палеоструктур. Вблизи бывших нодальных впадин разломная долина расширяется и углубляется. Напротив бывших неовулканических поднятий и рифтовых долин у разломной долины исчезают борта, а вышеуказанные структуры достигают днища рифтовой долины.

Осевые зоны спрединга являются центрами магматической аккреции океанической коры. При наиболее интенсивных импульсах магматизма в рифтовой долине формируются крупные неовулканические поднятия, которые также протягиваются и в разломную долину, перегораживая ее: неовулканические поднятия в разломах Пушаровского и Богданова. Современные и палеоаналоги таких неовулканических поднятий формируют поперечные пороги в разломных долинах.

Не меньшее влияние на строение зон трансформных разломов оказывают процессы, происходящие непосредственно в трансформных разломах, их можно отнести к трансформной геодинамической системе. Из того, что мы проанализировали на примере мегатрансформной системы Долдрамс, мы выделяем образование межразломных и медианных хребтов и корообразование, связанное с серпентинизацией мантийных пород. Данные трансформные процессы действуют вместе со спрединговыми процессами и контролируют их.

В районе мегатрансформной системы Долдрамс межразломные хребты, в соответствии с численным моделированием, возникли в разломах Пушаровского и Долдрамс, имеющих наибольшие офсеты 186 км и 177 км, соответственно [24]. В таких разломных зонах может возникнуть не одна, а две дуговидных в плане зоны ослабления прочности литосферы, по которым одновременно или с временным интервалом закладываются сдвиги, соединяющие спрединговые сегменты и обособляющие линзовидный межразломный хребет.

Образованию межразломного хребта в разломе Долдрамс ~4 млн лет назад способствовало наступление эпохи нестабильности спрединга, спровоцировавшей возникновение южной ветви этого разлома. Образованию межразломного хребта в разломе Пушаровского также предшествовала эпоха резкого изменения направления спрединга ~30–32 млн лет назад, что привело к возникновению мегатрансформной системы Долдрамс и мегатрансформа Пушаровского с двумя разломными трогами [9].

Криволинейные очертания образованных межразломных хребтов влияют на движение смежных литосферных плит вдоль трансформы. Давление, оказываемое движущимися плитами на искривленную поверхность межразломного хребта, приводит к возникновению продольных зон сжатия и растяжения в его пределах. В зонах сжатия происходит блоковое воздымание фрагментов хребта, что приводит к уменьшению глубины и сужению разломных долин на участках воздымания.

Поднятые блоки межразломных хребтов наблюдаются в обоих мегатрансформах: Долдрамса и Пушаровского. Зоны растяжения приводят к образованию в пределах межразломных хребтов субмеридиональных депрессий или пулл-апарт-впадин, которые могут переходить в спрединговые центры. Такие морфоструктурные образования наблюдаются только в разломе Пушаровского.

Особенность нового корообразования в трансформных разломах заключается в серпентинизации мантийных пород, становящихся при этом частью океанической коры. Повышение температуры условий в результате трения движущихся в разные стороны литосферных плит ускоряет процессы серпентинизации. Серпентинизированные породы испытывают подъем на протяжении всей активной части разлома, что приводит к уменьшению глубины разломной долины. Во всех активных частях разломов продольный профиль глубин одинаковый – от зон пересечений в сторону центральной части трансформы идет уменьшение глубины до некоторого фонового значения. В слое серпентинизированных пород зарождаются диапиры, которые, поднимаясь, приводят к образованию медианных хребтов.

На строение и морфологию разломных долин влияет осадочный процесс, который значительно захватывает пассивные части разломных долин, имеющих более древний возраст, чем их активные части. Накопление осадочных отложений приводит к уменьшению глубины долины, к выполаживанию ее днища. Поперечный профиль глубин приобретает корытообразную форму.

При формировании мощных осадочных призм, перекрывающих борта долин, границы долин становятся извилистыми, соединяясь с границами

субмеридиональных депрессий, развитых в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта.

ВЫВОДЫ

1. Мегатрансформная система Долдрамс (МСД) включает трансформные разломы Вернадского и Богданова и мегатрансформы Пушаровского и Долдрамс. Мегатрансформы имеют две разломные долины, разделенные линзовидным межразломным хребтом.

2. В пределах мегатрансформной системы Долдрамс направление спрединга при движении с юга на север изменяется от $\angle 89^\circ$ до $\angle 93^\circ$, приводя к возникновению на некоторых участках разломных долин напряжений сжатия или растяжения, перпендикулярных направлению спрединга. На участках действия напряжений сжатия разломные долины более узкие, а на участках растяжения – более широкие.

3. Глубина разломных долин последовательно увеличивается с периферии мегатрансформной системы Долдрамс (разломы Богданова и Долдрамс) к центру (разлом Пушаровского) в соответствии с уменьшением температуры верхней мантии на уровне зоны магмогенерации.

4. В каждом разломе глубина долины уменьшается от зон пересечения рифт–разлом в сторону центра активной части до некоторой фоновой глубины. Предполагается, что данное явление – это результат подъема днища долины, произошедшее из-за разуплотнения литосферы, вызванного серпентинизацией ультраосновных пород. Мы рассматриваем данную серпентинизацию как новый тип образования океанической коры.

5. В осевых зонах активных частей разломных долин мегатрансформной системы Долдрамс широко распространены медианные хребты, в основном, простирающиеся параллельно разлому, это – серпентинитовые диапиры, выжатые выше поверхности дна.

6. На южных бортах долин разломов Долдрамс и Пушаровского 10–11 млн лет назад в результате флексурного изгиба края литосферной плиты в условиях трансформации образовались протяженные, сопоставимые с длиной офсета, трансверсивные хребты, находящиеся в настоящее время в западных пассивных частях.

7. Трансверсивный хребет на северном борту разлома Вернадского, в состав которого входит гора Пейве, сформировался между 3.65–2.4 млн лет. Частые перескоки оси спрединга в этом районе привели к разделению трансверсивного хребта на три сегмента.

8. Продольное поднятие днища разломной долины, встреченное в активной части южной ветви разлома Пушаровского, рассматривается нами как трансверсивный хребет, формирующийся в

условиях ограниченной трансформации и не завершивший свое развитие.

9. Межразломный хребет в мегатрансформе Пушаровского существует с начала возникновения мегатрансформной системы Долдрамс ~30–32 млн лет назад, в мегатрансформе Долдрамс он образовался ~4 млн лет назад. Возникшая под давлением движущихся литосферных плит криволинейность очертаний хребтов привела к тому, что межразломные хребты испытали продольные (вдоль разлома) напряжения сжатия и растяжения, компенсируемые вертикальными подъемами их отдельных блоков и образованием депрессий, пулл–аппарт впадин и спрединговых центров (последние находятся только в мегатрансформе Пушаровского). Поднимавшиеся блоки могли достигать уровня моря, после чего испытали погружение.

10. В разломных долинах распространены поперечные пороги, большинство из которых являются бывшими крупными неовулканическими поднятиями, и овалы впадины, наследующие нодальные впадины.

11. В активных частях разломов долина имеет преимущественно U-образное поперечное сечение, а в пассивных частях разломов долина имеет корытообразное поперечное сечение, вследствие заполнения ее осадочным чехлом. Появление участков с V-образным сечением указывает на тектонические движения несдвиговой природы, которыми были охвачены данные участки.

12. Структуры гребневой зоны САХ, примыкающие к разломным зонам, в основном “подвешены” над днищем разломной долины на высоту ее борта, в среднем около 750 м, за исключением случаев, когда глубокие субмеридиональные депрессии, часть из которых является палеорифтовыми долинами, непосредственно соединяется с разломными долинами.

13. Структурообразующие процессы, определяющие строение и морфологию разломных зон, входящих в состав МСД, связаны своим происхождением со спрединговой и трансформной геодинамическими системами.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях в ходе 45-го рейса. Авторы признательны рецензентам Е.А. Гусеву (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) и Е.П. Дубинину (Научно-учебный Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственных заданий Геологического института РАН № FMMG-2022-0003 “Мезомасштаб-

ные структуры океанического дна: строение, состав, происхождение, рудообразование” (руководитель д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН РАН)); FMMG-2023-0005 “Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана” (руководитель д.г.-м.н. С.Ю. Соколов (ГИН РАН)) и FMUN-2019-0076 при частичной финансовой поддержке гранта № 18-55-7806 Итал_т.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. — Под ред. С. А. Ушакова — М.: МГУ, 1987. 179 с.
2. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. — М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
3. Пейве А.А. О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Геотектоника. 2006. № 1. С. 31–43.
4. Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука. 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1991. Вып. 459).
5. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: ГЕОС, 1995. 160 с. (Тр. ГИН РАН. 1995. Вып. 495).
6. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта. 5°–7° с.ш. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: ГЕОС, 2004. 152 с. (Тр. ГИН РАН. 2004. Вып. 562).
7. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеоокеанических бассейнов. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН. 2004. Вып. 560).
8. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н. и др. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
9. 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
10. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Новые данные по строению мегатрансформной системы Долдрамс (Центральная Атлантика) // ДАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 29–32.

11. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodes.* 2012. Vol. 86. P. 499–520.
12. *Bedard J.H.* The opening the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province and mechanisms of continental breakup // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 113. No. 34. P. 209–232.
13. *Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R. et al.* Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms // *EPSL.* 2005. Vol. 240. P. 642–655.
14. *Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera E.* Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // *EOS.* 1994. No. 9. P. 371–372.
15. *Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al.* Neogen crustal emersion and subsidence of the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *EPSL.* 1997. Vol. 35. P. 369–383.
16. *Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. No. B10. P. 13917–13951.
17. *Cande S.C., LaBrecque J.L., Haxby W.F.* Plate kinematics of the South Atlantic: Chron 34 to present // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. No. B11. P. 13479–13492.
18. *Chen Y.J.* Thermal model of oceanic transform faults // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 8839–8851.
19. *Christensen N.I., Salisbury M.H.* Structure and constitution of the lower oceanic crust // *Rev. Geophys and Space Physics* 1975. Vol. 13. No. 1. P. 57–85.
20. *De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.
21. *GEBCO 30" Bathymetry Grid.* – Vers. 20141103. 2014. <http://www.gebco.net>.
22. *Hooft E.E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al.* Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35° N // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. No. B4. P. 8205–8226.
23. *Klitgaard K.D., Shouten H.* Plate kinematics of the central Atlantic. – In: *The Geology of North America.* – Vol. M – *The Western North Atlantic Region.* – GSA. 1986. Vol. 3. P. 351–373.
24. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L. and Poliakov A.N.B.* Oceanic broad multi-fault transform plate boundaries // *Geology.* 2002. Vol. 30. P. 11–14.
25. *Maia M., Sichel S., Briais A. et al.* Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault // *Nature Geoscience.* 2016. V. 9 P. 619–624. <https://doi.org/10.1038/NNGEO2759>
26. *Nürnberg D., Müller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics.* 1991. No. 191. P. 27–53.
27. *Pockalny R.A., Gente P., Buck W.R.* Oceanic transverse ridges; a flexural response to fracture zone–normal extension // *Geology.* 1996. No. 24. P. 71–74.
28. *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.
29. *Slater J.G., Anderson R.N. and Bell M.L.* Elevation of ridges and evolution of the Central– Eastern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 7888–7915.
30. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Large-scale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7°–8° N Equatorial Atlantic): Preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. Strakhov // *Ofioliti.* 2020. Vol. 45. No. 1. P. 25–41.
31. *USGS earthquake catalogue.* URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/> (Accessed April 27, 2021).
32. *Wilson J.T.* A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature.* 1965. Vol. 207. No. 4995. P. 343–347.
33. *PDS2000 (RESON), vers.3.7.0.53,* <http://www.tedynemarine.com/reson>

Fracture Zones of the Doldrums Megatrasform System (Equatorial Atlantic)

S. G. Skolotnev^a, K. O. Dobrolyubova^a, A. A. Peyve^a, S. Yu. Sokolov^a, *, N. P. Chamov^a, M. Ligi^b

^a*Geological Institute RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^b*Istituto di Scienze Marine (CNR), Via Gobetti, bld. 101, 40129 Bologna, Italy*

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

This article presents results of the structural and morphological analysis of the fracture zones which are part of Doldrums Megatransform System (MTS), located in the northern part of the Equatorial Atlantic (6.5°–9° N) that include Vernadskiy and Bogdanov transform faults and the Doldrums and Pushcharovskiy megatransforms. Bathymetric map, based on the multibeam echo sounding data, collected during 45 cruise of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov was used for this analysis. It was established that large-scale variations in the width of fracture zone valleys are determined by the distribution of stresses perpendicular to the fracture zone. In the areas with compressive stresses, the fracture zone valleys are narrower, and the in extension areas are wider. The difference in geodynamic settings within the MTS is due to the difference in spreading directions, which change from $\perp 89^\circ$ to $\perp 93^\circ$ when moving from south to north. The depth of fracture zone valleys consistently increases from the periphery of the MTS (Bogdanov and Doldrums faults) to the center (Pushcharovskiy fracture zone) in accordance with a decrease in the upper mantle temperature. In each fracture zone, the valley depth decreases from the rift- fracture zone intersections towards the center of the active part

to a certain background depth. It is assumed that this phenomenon is the result of the uplift of the valley bottom, which occurred due to the decompaction of the lithosphere, caused by the serpentinization of ultramafic rocks. The violation of the revealed variations in the width and depth of fracture zone valley patterns occurs as a result of various ridges and uplifts formation in the fracture zone. In the axial zones of the active parts of the fracture zone valleys median ridges are widespread, extending parallel to the fracture zone and representing serpentinite diapirs squeezed out above the bottom surface. Transversal ridges which were formed 10–11 million years ago as a result of the lithospheric plate edge flexural bending under extensional conditions are now located in the western passive parts on the southern sides of the of Doldrums and Pushcharovskiy fracture zone valleys. The transverse ridge on the northern side of the Vernadskiy fracture zone, which includes Mount Peyve, was formed between 3.65–2.4 Ma. Due to the frequent jumps of the spreading axis in this region, it was divided into three segments. There are interfracture zone ridges in megatransforms, which in the active part consist of two fracture zone valleys. Time of their formation: in Pushcharovskiy megatransform – 30–32 million years ago and in Doldrums megatransform – about 4 million years ago. Due to the curvilinearity of the outlines and under the pressure of moving lithospheric plates, the interfracture zone ridges experience longitudinal (along the fault) compressive and tensile stresses, which are compensated by vertical uplifts of their separate blocks and the formation of depressions, pull apart depressions, and spreading centers (the latter are only in Pushcharovskiy megatransform). Structure-forming processes that determine pattern and morphology of the fracture zones as a part of the MTS are related by their origin to the spreading and transform geodynamic systems.

Keywords: Equatorial Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, Doldrums Megatransform System, transform fault, spreading segment, fracture zone valley, median ridge, transverse ridge, interfracture zone ridge