

СТРОЕНИЕ СПРЕДИНГОВЫХ СЕГМЕНТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ ТРАНСФОРМНЫМИ РАЗЛОМАМИ АРХАНГЕЛЬСКОГО И БОГДАНОВА (ПРИЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)¹

© 2022 г. С. Г. Сколотнев¹, *, К. О. Добролюбова¹, А. А. Пейве¹,
С. Ю. Соколов¹, Н. П. Чамов¹, М. Ligi²

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

²Marine Science Institute (ISMAR) CNR, bld.101 Via Gobetti, 40129 Bologna, Italy

*e-mail: sg_skol@mail.ru

Поступила в редакцию 31.03.2021 г.

После доработки 29.08.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

В настоящей статье приведены новые данные по изучению мегатрансформа Долдрамс, расположенного в северной части Приэкваториальной Атлантики (6.5°–9° с.ш.), который состоит из четырех трансформных разломов с большими офсетам: Долдрамс, Вернадского, Пушаровского и Богданова. На базе анализа результатов выполненной многолучевым эхолотом батиметрической съемки океанского дна в ходе 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” в 2019 г. выделено несколько типов спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта (САХ), смещаемых трансформными разломами. В зависимости от глубины положения осевой зоны спрединга, строение сегментов варьирует от типичного для медленно-спрединговых хребтов до внутритрансформных спрединговых центров. Наименее глубокие спрединговые сегменты к югу от разлома Богданова и к северу от разлома Вернадского соответствуют типу спрединговых ячеек с небольшими неовулканическими поднятиями и рифтовыми горами в сочетании с внутренними океаническими комплексами на флангах САХ. Наиболее глубокий внутритрансформный спрединговый центр сформировался между двумя ветвями двойного разлома Пушаровского. Данный центр характеризуется наиболее крупным неовулканическим поднятием, нестационарностью и зарождением новых спрединговых центров на месте впадин растяжения, возникающих под действием растягивающих усилий, направленных на межразломный хребет разлома Пушаровского. Промежуточные по глубине и строению сегменты формируются между разломами Вернадского, Пушаровского и Богданова. Для сегментов характерны крупные неовулканические поднятия в осевой зоне и несимметричное строение флангов. На восточном фланге каждого сегмента сформировались овальные поднятия, состоящие в значительной мере из серпентинизированных ультрабазитов, на западном фланге выявлены редко расположенные рифтовые хребты, которые являются бывшими неовулканическими поднятиями. Мы провели анализ структур, косо расположенных по отношению к направлению спрединга и которые широко распространены в регионе исследования, и рассмотрели возможные причины возникновения данных структур Приэкваториальной Атлантики.

Ключевые слова: Приэкваториальная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, мегатрансформ Долдрамс, трансформный разлом, спрединговый сегмент, внутритрансформный спрединговый центр, морфоструктуры океанического дна, батиметрическая съемка, многолучевой эхолот

DOI: 10.31857/S0016853X22010088

ВВЕДЕНИЕ

Срединно-океанические хребты разделены трансформными разломами и нетрансформными смещениями на отдельные сегменты. Большинство сегментов медленно-спредингового Средин-

но-Атлантического хребта (САХ) имеют упорядоченное строение, проявляющееся в том, что в их осевой части отчетливо выражена рифтовая долина, которая имеет более высокое и узкое дно в своей центральной части относительно такового в ее дистальных частях вблизи трансформных и нетрансформных смещений. Такие сегменты вслед за [17, 23] мы будем называть спрединговыми ячейками. Также в центральной части спре-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X22010088 для авторизованных пользователей.

динговой ячейки в соответствии с сейсмическими и гравиметрическими данными наблюдается максимальная мощность коры [19, 31], которая стратифицирована и сложена сверху вниз базальтами, долеритами и габброидами [14]. В дистальных частях ячейки кора имеет хаотичное строение и образована серпентинизированными ультрабазитами, содержащими блоки габброидов, долеритов и других пород [7, 14]. Борта рифтовых долин осложнены сбросами, а вблизи трансформных разломов и нетрансформных смещений нередко возникают детачменты – пологие тектонические срывы, по поверхности которых происходит расхождение двух противоположных литосферных плит. С лежащим крылом детачмента нередко сопряжены внутренние океанические комплексы (ВОК), которые представляют собой куполовидные морфоструктуры, сложенные тектонизированными глубинными коровыми и мантийными породами, на вершинах которых развиты борозды тектонического выпаивания субпараллельные трансформным разломам [13, 15, 16]. В гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта, которая окаймляет рифтовую долину, развиты рифтовые горы, состоящие из протяженных хребтов и гряд, как правило, параллельных рифтовой долине, и имеющих наибольшую ширину и высоту в центральной части ячейки. Такое строение спрединговых ячеек находит объяснение в фокусированном характере подосевого апвеллинга мантии под медленно-спрединговыми срединно-океаническими хребтами [2, 17, 19, 22]. Частично расплавленная астеносферная мантия поднимается в виде диапиров, соразмерных спрединговым ячейкам, головная часть которых приурочена к центральным частям ячеек, вследствие чего, именно в этих местах происходит наиболее интенсивный магматизм, приводящий к образованию коры наибольшей для ячейки мощности и наиболее приподнятому участку дна рифтовой долины.

Строение не всех сегментов Срединно-Атлантического хребта соответствует спрединговым ячейкам. В Экваториальной Атлантике находится политрансформ Сан Паулу, состоящий из четырех близко расположенных разломов, разделяющих САХ на короткие отрезки (10–20 км), осевые зоны которых являются внутритрансформными спрединговыми центрами [18, 24]. Данные центры имеют глубокие рифтовые долины, в разрезе которых на всем их протяжении доминируют серпентинизированные ультрабазиты, а базальты и другие породы распространены эпизодически [18]. Данные факты указывают на слабый магматизм во всем спрединговом центре, иные условия плавления и подъема мантии в сравнении с условиями возникновения спрединговых ячеек. Между трансформами формируются субпараллельные

им протяженные межразломные хребты, морфологически резко отличные от рифтовых гор [4].

Особенности строения и развития разлома Сан Паулу могут быть объяснены тем, что он развивается в режиме мегатрансформов, которые выделены М. Ligi с соавторами [21] в особый тип межплитных границ. Мегатрансформы возникают в случае большого температурного контраста между блоками разновозрастной литосферы вдоль трансформной границы между сегментами, что может приводить к образованию между осевыми зонами спрединга двух дугообразных в плане сдвигов. Между сдвигами обособляется линзовидный хребет, который в ходе своей геологической истории может находиться в обстановках как транспрессии, так и транстенсии. Разлом Сан Паулу является мегатрансформом, поскольку он имеет линзовидную форму, большие офсеты между отдельными спрединговыми центрами, а также структуры сжатия и растяжения, характерные для его межразломных пространств [21, 24].

В северной части Приэкваториальной Атлантики между трансформным разломом Долдрамс и нетрансформным смещением 6.87° наблюдается линзовидный в плане участок Срединно-Атлантического хребта, включающий несколько трансформных разломов, и тем самым структурно схожий с мегатрансформом Сан Паулу (рис. 1). Данная ассоциация трансформных разломов впервые была классифицирована как мегатрансформный разлом в работе [30], который в дальнейшем мы будем называть мегатрансформом Долдрамс (МТД).

В районе мегатрансформа Долдрамс были проведены две экспедиции в 6-м и 9-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (АНС), охватившие исследованиями осевую и гребневую зоны Срединно-Атлантического хребта от разлома Архангельского до разлома Вернадского [7]. Участок САХ к югу от разлома Богданова и до 5° с.ш. был опробован и покрыт батиметрической съемкой в ходе 22-го рейса АНС [3, 25].

Новые данные о строении МТД были получены в ходе 45-го рейса АНС в 2019 г., проведенного в рамках российско-итальянского проекта по изучению мегатрансформов Приэкваториальной Атлантики [6, 30]. По итогам этого рейса для трансформного разлома, пересекающего ось САХ в районе 7.40° с.ш., было утверждено название разлом Пушаровского.

Проведенный нами анализ материалов 6-го, 9-го, 22-го и 45-го рейсов АНС показал, что изученные спрединговые сегменты в районе МТД имеют сходство как с внутритрансформными спрединговыми центрами, так и со спрединговыми ячейками. Цель нашей статьи – на основе детального изучения морфоструктур океанского дна и их парагенезов охарактеризовать особенности тектонического строения и развития спре-

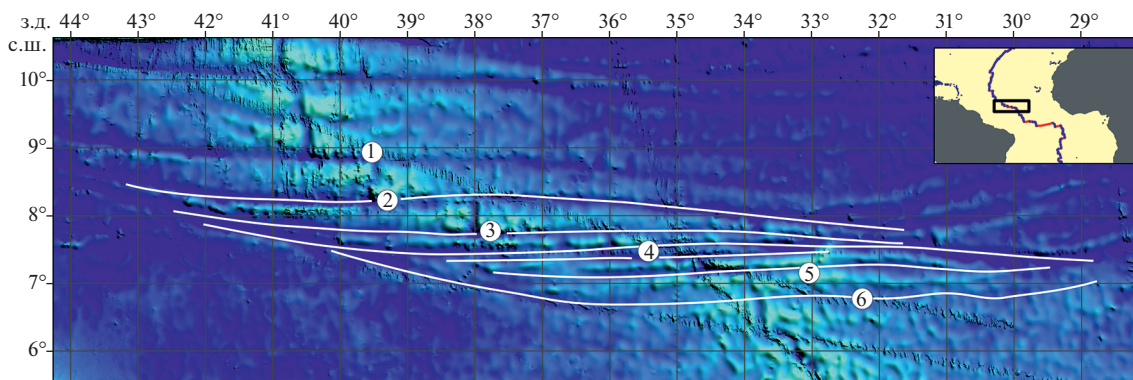


Рис. 1. Строение океанического дна в районе мегатрансформа Долдрам (по данным [26]).

На врезке: показано (прямоугольник) географическое положение района работ.

Показаны разломы мегатрансформа Долдрам (линии белым) и его обрамления: 1 – Архангельского, 2 – Долдрам, 3 – Вернадского, 4 – Пушаровского, 5 – Богданова, 6 – нетрансформное смещение 6.87°.

динговых сегментов на данном участке Срединно-Атлантического хребта.

СТРОЕНИЕ МЕГАТРАНСФОРМА ДОЛДРАМС

Участок океанского дна, охватывающий мегатрансформ Долдрам, находится в северной части Приэкваториальной Атлантики, являясь обособленным сегментом Срединно-Атлантического хребта, центрированным относительно его оси. В соответствии со структурным планом океанского дна в этой части Атлантики и скоростью спрединга в этом регионе равной 3 см/год [30], мегатрансформ Долдрам как самостоятельная структура сформировался около 30–32 млн лет назад после крупных изменений в направлении спрединга в Атлантике (см. рис. 1). МТД ограничен на севере трансформным разломом Долдрам, а на юге – нетрансформным смещением 6.87° (см. рис. 1).

Линзовидная в плане форма МТД обусловлена изменениями в простирании нетрансформного смещения 6.87° и пассивных частей разлома Долдрам. Трансформный разлом Долдрам имеет субширотное простирание, его пассивные части отклоняются по часовой стрелке, приобретая запад-северо-западное простирание. Нетрансформное смещение 6.87° и его дискордантные зоны субширотны в гребневой зоне САХ. Западная дискордантная зона западнее долготы 36.5° з.д. отклоняется по часовой стрелке на угол больший, чем западная пассивная часть разлома Долдрам. Восточная дискордантная зона восточнее долготы 30.5° з.д. отклоняется против часовой стрелки, приобретая северо-восточное простирание.

В результате расстояние между разломом Долдрам 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. Как и в мегатрансформе Сан Паулу, на этом участке САХ сформировалась полиразломная система, состоящая из трансформных разломов Вернадского (7.74° с.ш.), Пушаровского (7.40° с.ш.) и Богданова (7.25° с.ш.) (см. рис. 1). Являясь субширотными в гребневой зоне, эти разломы на флангах испытывают изменения в простирании и либо соединяются, либо утыкаются в разлом Долдрам или дискордантные зоны нетрансформного смещения. Все разломы имеют большие офсеты (от 42 до 177 км), а суммарный офсет МТД составляет ~630 км [26].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЙ МАТЕРИАЛ

Основными методами, с помощью которых происходило изучение океанического дна в районе мегатрансформа Долдрам в 45-м рейсе АНС, были батиметрическая съемка и драгирование. В ходе съемки было выполнено 18 широтных профилей общей протяженностью 3400 км, расположенных таким образом, чтобы обеспечить перекрытие полос батиметрической съемки на соседних галсах. Использовался глубоководный 12 кГц многолучевой эхолот RESON SEABAT-7150 с 256 лучами, общей апертурой 150°. Качество полученных данных позволило рассчитать в программной среде PDS2000 (RESON) цифровую модель рельефа на основе регулярной сетки с ячейкой 100 м и построить батиметрическую карту для площади 29000 км² (рис. 2, Приложение 1: рис. S1). На основе карты производилось выделение морфоструктур и их парагенезов, их описание, морфометрия и в последующем генетическая интерпретация.

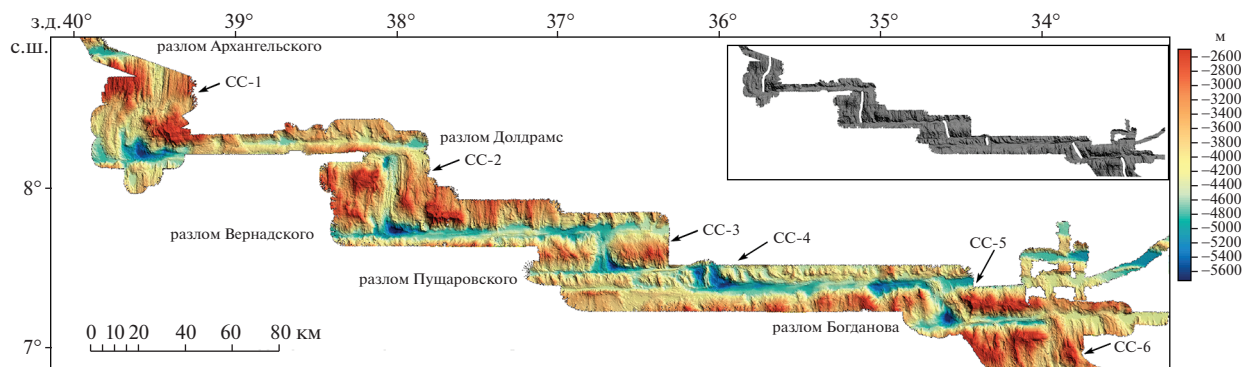


Рис. 2. Карта оттененного рельефа в районе мегатрансформа Долдрамс и его обрамления.

На врезке: показано (линии белым) генерализованные оси рифтовых долин.

Спреди́нговые сегменты: СС-1 – между разломами Архангельского и Долдрамс, СС-2 – между разломами Долдрамс и Вернадского, СС-3 – между разломами Вернадского и Пушаровского, СС-4 – между двумя ветвями разлома Пушаровского, СС-5 – между разломами Пушаровского и Богданова, СС-6 – между разломом Богданова и нетрансформным смещением 6.87°.

При драгировании были опробованы основные структуры океанического дна в этом районе. В данном исследовании результаты опробования применялись при генетической интерпретации морфоструктур.

СТРОЕНИЕ СПРЕДИНГОВЫХ СЕГМЕНТОВ В РАЙОНЕ МЕГАТРАНСФОРМА ДОЛДРАМС

В результате выполненных исследований и обобщения данных предыдущих экспедиций в районе исследования мы выделили шесть спреди́нговых сегментов (СС) (см. рис. 2):

СС-1 – между разломами Архангельского и Долдрамс;

СС-2 – между разломами Долдрамс и Вернадского;

СС-3 – между разломами Вернадского и Пушаровского;

СС-4 – между двумя ветвями разлома Пушаровского;

СС-5 – между разломами Пушаровского и Богданова;

СС-6 – между разломом Богданова и нетрансформным смещением 6.87°.

Спреди́нговый сегмент (СС-1) между разломами Архангельского и Долдрамс

Спреди́нговый сегмент СС-1 длиной 74 км примыкает к трансформному разлому Долдрамс с севера. Нетрансформным смещением с офсетом около 15 км, пересекающим ось спреди́нга в районе 8.50° с.ш., спреди́нговый сегмент СС-1 делится на два равных участка (рис. 3, I (1)). В структуру северного участка входит рифтовая долина длиной 30 км, осевая часть которой при-

урочена к долготе 39.45° з.д. Осевая часть ортогональна разломам и простирается в направлении ~3°. Ширина и глубина рифтовой долины увеличиваются от нетрансформного смещения в районе 8.50° с.ш. к разлому Архангельского от 7 км до 8 км и от 3800 м до 4300 м соответственно. В ее центральной части наблюдается небольшое поднятие высотой до 200 м. Вдоль всей рифтовой долины протягивается невысокое в среднем 300 м и широкое до 4 км неовулканическое поднятие, состоящее из отдельных гряд средней шириной около 1.5 км, высота которого уменьшается с юга на север (см. рис. 3, I (2)). С западного борта рифтовой долины драгированы базальты [7]. Борта рифтовой долины надстраиваются типичными рифтовыми горами, однако поперечный профиль рифтовой долины резко асимметричен, поскольку на западном фланге высота рифтовых гор превышает высоту гор на восточном фланге в среднем на 1300 м (см. рис. 3, I (3), (4), II, разрез А–А'). В обе стороны от рифта глубина гребневой зоны уменьшается. На расстоянии 20-ти км от осевой зоны глубина достигает 1500 м (на западе) и 2700 м (на востоке), но при дальнейшем удалении от осевой зоны эти глубины постепенно увеличиваются (см. рис. 3, II, разрез А–А'). В среднем рифтовые горы в пририфтовой полосе подняты над дном рифтовой долины на 2500 м (на западе) и 1200 м (на востоке).

Рифтовые горы образованы хребтами шириной 2–3 км, параллельными рифтовой долине и разделенными узкими 1–2 км депрессиями, глубиной 150–300 м. Некоторые хребты состоят из 2–3-х узких гряд шириной до 1 км. Все хребты имеют наибольшие ширину и высоту в центральной части участка, уменьшающиеся к разлому Архангельского и нетрансформному смещению в районе 8.50° с.ш. Некоторые из них, соединяясь с

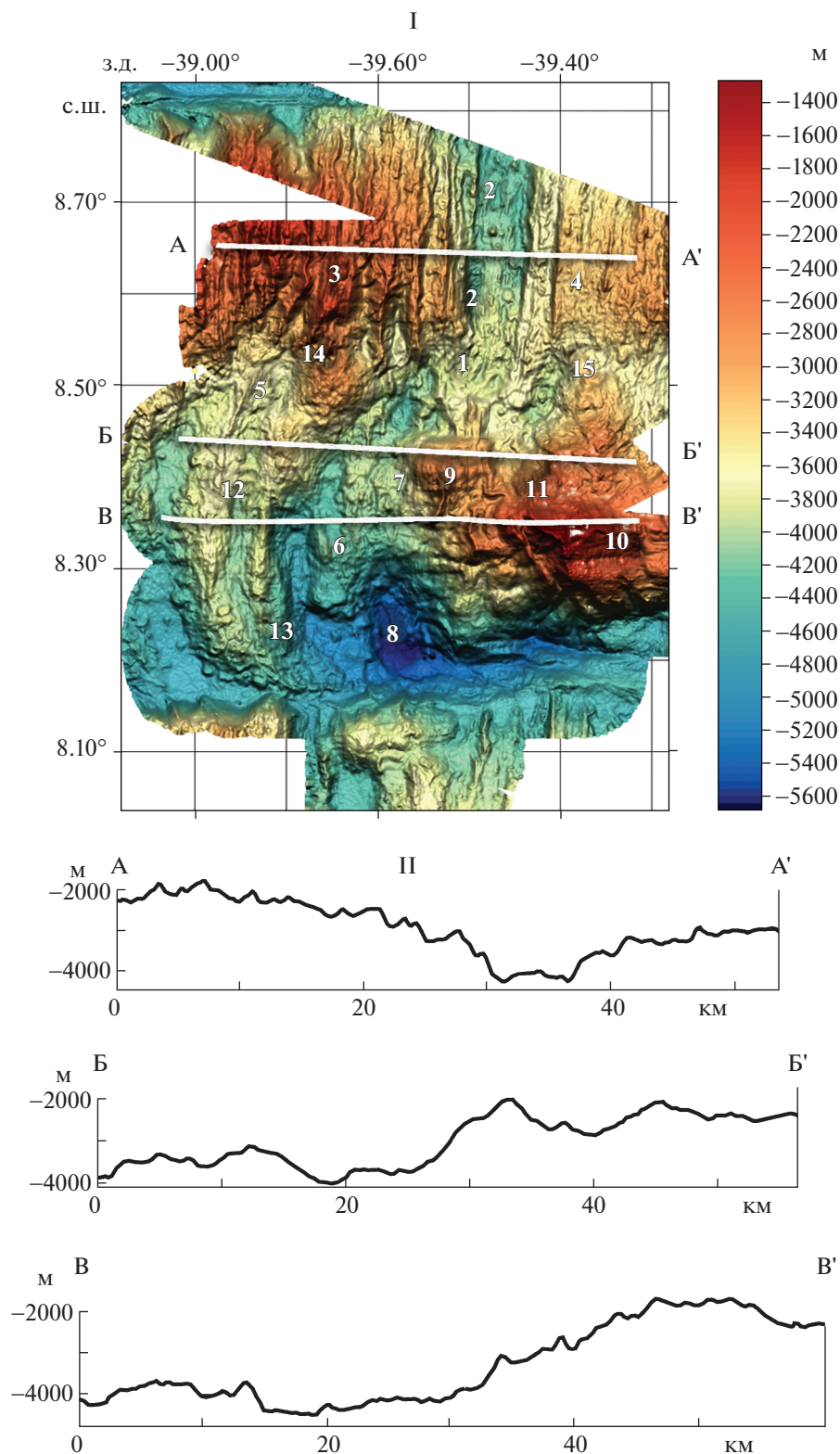


Рис. 3. Рельеф дна в районе спредингового сегмента СС-1 между разломами Архангельского и Долдрамс. I – батиметрическая карта (справа – шкала глубин), положение батиметрических профилей А–А', Б–Б', В–В' (линии белым), морфоструктуры (арабские цифры); II – батиметрические профили А–А', Б–Б', В–В'.

хребтами рифтовых гор более южного участка, косо пересекают нетрансформное смещение в виде узких невысоких гребней (см. рис. 3, I (5)). В соответствии с результатами съемки в 6-м рейсе АНС, близкий стиль строения дна наблюдается к западу и востоку от рифтовой долины на протяжении 150 км [7] (см. Приложение 1: рис. S1).

На участке к югу от нетрансформного смещения в районе 8.50° с.ш. рифтовая долина выражена слабо, поскольку пририфтовый хребет рифтовых гор на западе по высоте близок к поднятию, сформировавшемуся в центральной части рифта, а северная часть долины морфологически неотчетливо отделена от нетрансформного смещения (см. рис. 3, I (6), (7)). Ширина и глубина рифтовой долины увеличиваются от ее центральной части к разлому Долдрамс от 5 до 9 км и от 4100 до 4500 м соответственно, где она переходит в нодальную впадину глубиной 5600 м и диаметром 9 км (см. рис. 3, I (8)). Глубина нодальной впадины относительно дна рифтовой долины составляет около 1500 м. В центральной части рифтовой долины сформировалось поднятие высотой 300 м (см. рис. 3, I (7)). Западный и восточный борта рифтовой долины резко асимметричны (рис. 3, II, разрезы Б–Б', В–В'). Восточный борт имеет разноплановое строение. Напротив поднятия в центральной части долины на плече рифта сформировалось поднятие конической формы диаметром около 7 км и высотой около 1900 м с вершиной на глубине 2100 м (см. рис. 3, I (9), II, разрез Б–Б'). Полученные данные дают основание полагать, что это поднятие является крупным вулканом центрального типа. К северу и югу от него отходит ряд узких шириной менее 1 км гребней высотой 300–500 м, при этом северные гребни, изменяя свое простирание в районе нетрансформного смещения на северо-восточное (20°), стыкуются с неовулканическим поднятием северного участка. Эта вулканическая постройка на юго-востоке сменяется куполовидным поднятием около 30 км в поперечнике (см. рис. 3, I (10), II, разрез В–В'). S. Skolotnev с соавт. [30] эту структуру идентифицировали как внутренний океанический комплекс и назвали ВОК– 8.3° . Плоская часть его поверхности на глубине ~ 1600 м, возвышающаяся надо дном рифтовой долины на 1900 м, покрыта тектоническими бороздами, параллельными разлому Долдрамс. На северо-западном склоне ВОК– 8.3° расположено конусовидное поднятие диаметром ~ 9 км с вершиной на глубине 1300 м, которое, вероятно, является вулканическим сооружением (см. рис. 3, I (11)). Западный склон ВОК– 8.3° разделен уступами высотой 250–500 м с простиранием 320° на ряд ступеней шириной до 2 км. На продолжении ВОК– 8.3° в восточном направлении до долготы 38.7° з.д. следуют друг за другом еще три структуры типа ВОК (см. Приложение 1: рис. S1). С одной из таких структур дра-

гированы габбро и серпентинизированные перидотиты (станция S45-15 [30]).

На западном фланге южного участка в пририфтовой полосе расположены рифтовые горы с простиранием 3° (см. рис. 3, I (12), II, разрезы Б–Б', В–В'). Наименьшие глубины зафиксированы у вершин рифтовых гор на уровне 3200 м. Превышение восточного фланга над западным варьирует от 1600 до 2400 м. В пределах рифтовых гор отдельные хребты разделены широкими 3–4 км долинами глубиной 150–300 м, расширяющимися в сторону разлома Долдрамс. Хребты сужаются от нетрансформного смещения к разлому Долдрамс. Один из хребтов переходит в гряду с простиранием 345° , которая пересекает долину разлома Долдрамс (см. рис. 3, I (13)).

В пределах нетрансформного смещения в районе 8.50° с.ш. вместо глубокой депрессии, характерной для нетрансформных смещений [23], наблюдается приподнятый участок дна, переходящий к северу в неовулканическое поднятие, а к югу – в вулканическую постройку на восточном плече рифта южного участка (см. рис. 3, I (1), (9)). В западной дискордантной зоне нетрансформного смещения располагаются небольшая впадина с глубинами на уровне 4300 м и крупное конусовидное поднятие, которое мы рассматриваем как вулканическую постройку (см. рис. 3, I (14)). Подобный вулкан находится также в восточной ветви дискордантной зоны (см. рис. 3, I (15)).

Спрединовый сегмент (СС-2) между разломами Долдрамс и Вернадского

Длина спрединового сегмента СС-2, осевая часть которого приурочена к долготе 38.05° з.д., составляет 55 км. Рифтовая долина субмеридионального простирания $\sim 3^\circ$ ортогональна по отношению к разлому Долдрамс, имеет типичное для спрединовых ячеек строение (рис. 4, I). Рифтовая долина наиболее приподнята (глубина до дна долины 4200 м) примерно в центральной части сегмента, на севере около разлома Долдрамс ее глубина составляет 4500 м, и 4600 м на юге около разлома Вернадского. На юге долина переходит в нодальную впадину диаметром около 8 км и глубиной до дна 6007 м, что глубже относительно рифта на 1400 м (см. рис. 4, I (1)). На севере также имеется нодальная впадина с глубиной до 5400 м (см. рис. 4, I (2)), срезанная медианным хребтом разлома Долдрамс (см. рис. 4, I (3)). Ширина рифтовой долины ~ 7 км, но в южной части она резко расширяется до 10 км, с поверхности ее бортов в разных местах были подняты базальты [7]. Несколько неовулканических хребтов (см. рис. 4, I (4)) шириной ~ 1 –2 км и высотой до 300 м осложняют днище долины, формируя поднятие в ее центральной части (см. рис. 4, I (5)). В южной части сегмента наблюдается короткий

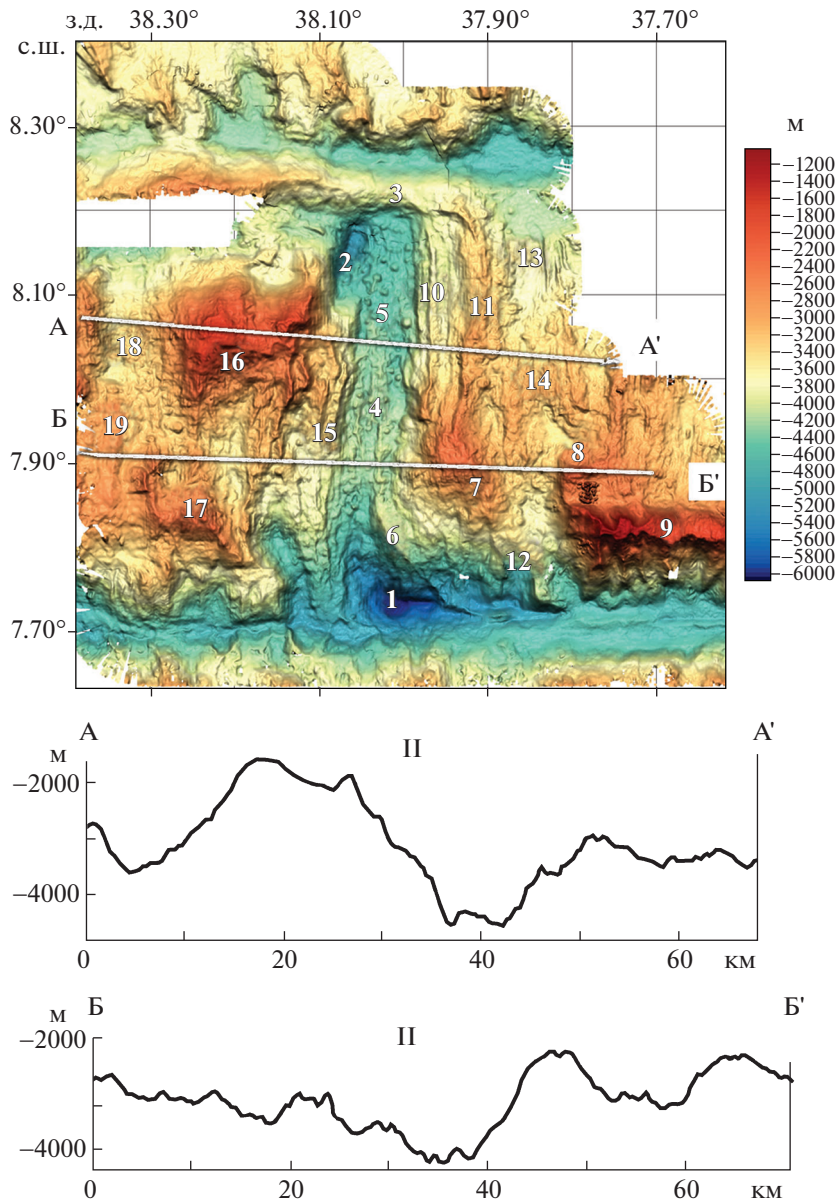


Рис. 4. Рельеф дна в районе спредингового сегмента СС-2 между разломами Долдрам и Вернадского. I – батиметрическая карта (справа – шкала глубин), положение батиметрических профилей А–А', Б–Б' (линии белым), морфоструктуры (арабские цифры); II – батиметрические профили А–А', Б–Б'.

до 16 км более широкий до 3 км хребет северо-западного простирания 315° с высотой до 600 м, который выклинивается на борту долины разлома Вернадского (см. рис. 4, I (6)). С его склона драгированы базальты [7].

Западный и восточный фланги гребневой зоны резко асимметричны и по высоте, и по строению. В северной половине сегмента западный фланг выше восточного в среднем на 1300 м, и наоборот – в южной половине сегмента восточный фланг выше западного на 600 м (см. рис. 4, II, разрезы А–А', Б–Б'). На восточном фланге в север-

ной и центральной частях сегмента доминируют рифтовые горы, субпараллельные рифтовой долине. Пририфтовый хребет высотой около 1000 м и средней шириной 3 км поднимается до глубины 3500 м (см. рис. 4, I (10)) и срезается на севере медианным хребтом разлома Долдрам. Его высота и ширина уменьшаются от центральной части сегмента в северном направлении. Следующий к востоку более широкий хребет (до 6 км) с вершиной на глубине 2900 м на севере плавно переходит в поперечный к нему медианный хребет разлома Долдрам (см. рис. 4, I (11)). Эти два хребта на юге

сменяются куполовидным поднятием диаметром около 11 км, с высотой относительно дна рифтовой долины 2000 м и с глубиной вершины – 2350 м, вероятно, являющимся ВОК, поскольку с его склонов драгированы габбро и серпентинизированные перидотиты (см. рис. 4, I (7)) [7]. К югу от куполовидного поднятия отходит хребет с простиранием 315° , заканчивающийся на борту долины разлома Вернадского (см. рис. 4, I (12)). Юго-западные склоны этого хребта и куполовидного поднятия террасированы уступами с простиранием 315° .

Восточнее пририфтовых хребтов и куполовидного поднятия от разлома Долдрамс к разлому Вернадского протягивается широкая (до 10 км) и глубокая (до 800 м) долина (см. рис. 4, I (13)). В ее центральной части имеется несколько коротких (15–20 км) узких хребтов, схожих с неовулканическими хребтами (см. рис. 4, I (14)). Описанные морфологические особенности долины указывают на то, что она является брошенным рифтом. На юго-восточном плече этого палеорифта наблюдается куполовидное поднятие (см. рис. 4, I (8)). Восточнее описанной палеорифтовой долины следует система рифтовых гор, срезаемых поперечным хребтом (гора Пейве), сформировавшимся на северном борту долины разлома Вернадского (см. рис. 4, I (9)).

На западном фланге сегмента СС-2 на всем его протяжении отчетливо выражен пририфтовый хребет, высота и ширина которого уменьшаются от центральной части сегмента к дистальным частям (см. рис. 4, I (15)). На севере он обрывается нодальной впадиной, на юге заканчивается в долине разлома Вернадского. Его средняя ширина 4 км, высота 500–700 м. К западу от него в северной части СС-2 сформировалось крупное куполовидное поднятие – гора Агаповой, диаметром ~15 км при высоте над уровнем дна рифтовой долины ~2900 м, его минимальная глубина достигает отметки 1600 м (см. рис. 4, I (16), II, разрез А–А'). Со склонов горы были драгированы серпентинитовые сланцы, габбро и долериты [30], что позволяет отнести гору Агаповой к внутреннему океаническому комплексу. К югу от горы Агаповой отходят два коротких 15–18 км меридиональных хребта шириной до 4 км, вершинные части которых спускаются с глубин 2400 до 3400 м. Хребты ограничены с юга коротким поперечным хребтом соразмерным горе Пейве (см. рис. 4, I (17)). Западнее горы Агаповой вдоль меридиана 38.35° з.д. между двумя трансформными разломами простирается широкая до 8 км долина глубиной до 600 м, соразмерная и параллельная рифтовой долине (см. рис. 4, I (18)). В центральной части этой долины располагается субмеридиональный хребет шириной ~3 км и высотой ~300 м, схожий с неовулканическим поднятием (см. рис. 4, I (19)). По всем признакам

можно ожидать, что эта долина ранее была рифтовой. К западу от палеорифта на протяжении около 100 км развиты рифтовые горы (см. Приложение 1: рис. S1).

Спрединовый сегмент (СС-3) между разломами Вернадского и Пушаровского

Протяженность спрединового сегмента СС-3, осевая часть которого приурочена к долоте 36.7° з.д., составляет 27 км. Рифтовая долина имеет субмеридиональное простирание $\sim 357^\circ$, ортогональное разлому Вернадского. Строение рифтовой долины – типичное для спрединовой ячейки – ширина долины в ее центральной части составляет 10 км (на севере рифтовая долина расширяется до 12 км, на юге – до 14 км), наименьшая глубина в центральной части долины составляет 4500 м (к северу глубина увеличивается до 4900 м, на юге – до 5150 м). На юге долина переходит в нодальную впадину диаметром ~10 км, углубленную относительно рифта на 600 м (рис. 5, I (1)). Вдоль оси рифтовой долины в ее центральной и южной частях протягивается сложенный базальтами неовулканический хребет шириной 5–6 км, который заканчивается у тальвега долины разлома Пушаровского, при этом его южные ответвления в зоне пересечения рифт–разлом приобретают простирание $\sim 325^\circ$ (см. рис. 5, I (2), (3)) [30]. От центра к югу уменьшается его высота от 500 до 200 м и увеличивается глубина его вершины от 4200 до 4700 м. Наиболее высокая часть хребта состоит из отдельных узких гребней, простирание некоторых из них косое (до 315°) по отношению к рифтовой долине. В северном направлении неовулканический хребет надстраивается узкими и невысокими грядами, которые ориентированы как параллельно, так и косо до 315° по отношению к рифтовой долине (см. рис. 5, I (4)). На севере рифтовая долина отделена от разломной долины узким до 500 м невысоким до 50–100 м прерывистым гребнем (см. рис. 5, I (5)).

Борта рифтовой долины близки по высоте ~1800 м, но западный и восточный фланги гребневой зоны имеют различное строение (см. рис. 5, II, разрез А–А'). На восточном фланге в пределах изученного участка наблюдаются два овальных в плане поднятия близких по форме и размерам $\sim 20 \times 20$ км, сменяющих друг друга в восточном направлении (см. рис. 5, I (6), (7)). Вершинные части овальных поднятий находятся на глубинах 2800–2950 м. Вершины и склоны этих поднятий осложнены узкими грядами шириной до 1 км и высотой 30–100 м, преимущественно параллельными рифтовой долине. Однако гряды, расположенные на южном склоне овальных поднятий, имеют северо-западное простирание от 340° до 320° . Данные овальные поднятия разделены широкой 4–5 км неглубокой до 120 м депрессией, в

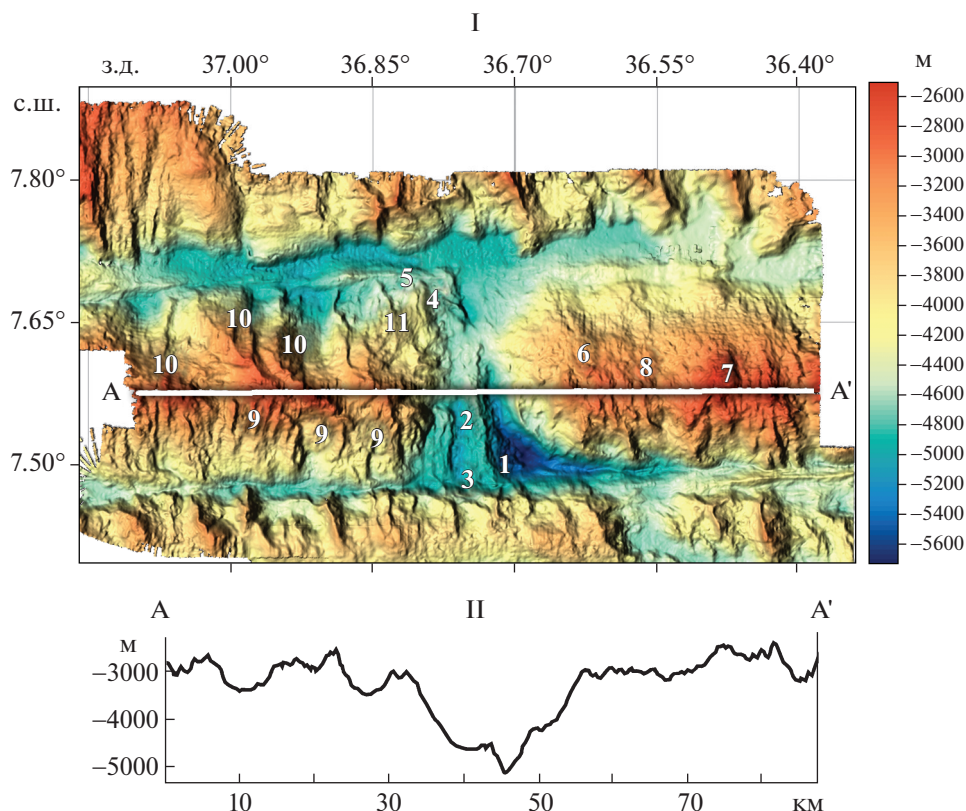


Рис. 5. Рельеф дна в районе спредингового сегмента СС-3 между разломами Вернадского и Пушаровского. I – батиметрическая карта (справа – шкала глубин), положение батиметрического профиля А–А' (линии белым), морфоструктуры (арабские цифры); II – батиметрический профиль А–А'.

которой так же, как и на поднятиях, развиты мелкие гряды (см. рис. 5, I (8)).

На западном фланге гребневой зоны в пририфтовой полосе последовательно сменяют друг друга три соразмерных широких 5–7 км хребта, протягивающихся от разлома к разлому (см. рис. 5, I (9)). Ширина и высота (500–700 м) максимальны, а глубины (3000–2700 м) минимальны в центральных частях хребтов. Данные хребты разделены долинами шириной 1.5–5 км и глубиной 50–250 м, расширяющимися с юга на север (см. рис. 5, I (10)). Наиболее высокие отрезки хребтов имеют северо-западное простирание 320° , но на борту разлома Пушаровского они становятся субмеридиональными. На склоне, обращенном к разлому Вернадского, хребет наиболее близкий к рифту распадается на несколько узких гряд, разделенных широкими 2–3 км и глубокими 300–400 м долинами (см. рис. 5, I (11)).

Спрединговый сегмент (СС-4) между двумя ветвями разлома Пушаровского

Ось спредингового сегмента СС-4 проходит по долготе 36.08° з.д., длина рифтовой долины около

20 км, ее ширина около 17 км. Борты рифтовой долины простираются в северо-западном направлении $\sim 330^\circ$, мощный неовулканический хребет так же, как и отдельные рифтовые впадины, имеют простирание $\sim 357^\circ$, близкое к ортогональному по отношению к разлому Пушаровского (рис. 6, I (1), (2)). Неовулканический хребет делит рифтовую долину на две ветви:

– восточную ветвь, расширяющуюся от 3 до 11 км и углубляющуюся от 5100 до 5400 м в южном направлении, переходящую в нодальную впадину, углубленную относительно рифта на 260 м (см. рис. 6, I (3));

– западную ветвь, которая расширяется от 3 до 10 км и углубляется в северном направлении, на ее северном окончании сформировалась рифтовая впадина глубиной 5600 м и диаметром 10 км, отделенная от северной ветви разлома Пушаровского гребнем шириной 1.5–2 км и высотой 300–400 м (см. рис. 6, I, (4), (5)).

Неовулканический хребет имеет ширину 4–5 км, его максимальные высоты в рельефе до 1250 м наблюдаются на северном и южном окончаниях вблизи пересечений с разломными долинами, минимальные глубинные отметки вершины хреб-

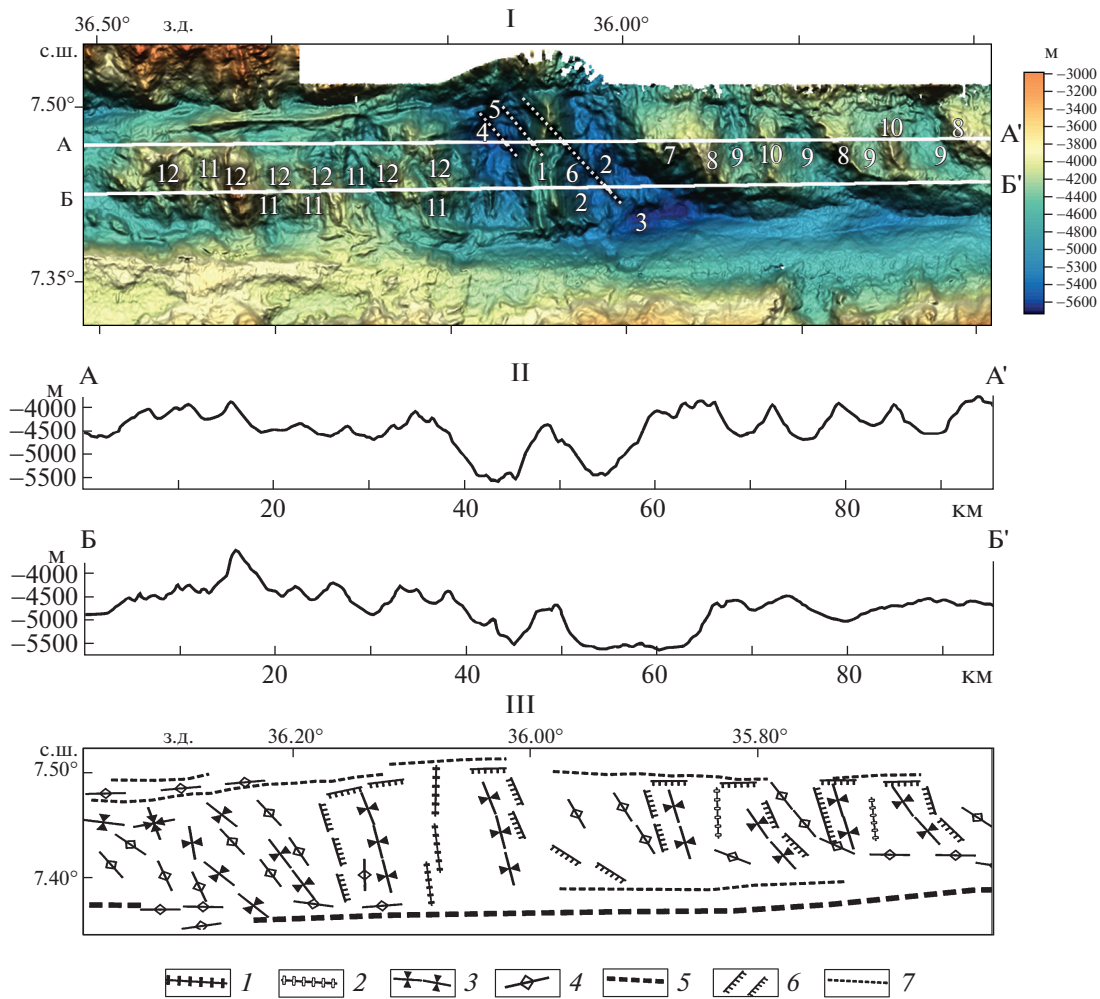


Рис. 6. Рельеф дна в районе спредингового сегмента СС-4 между двумя ветвями разлома Пушаровского. I – батиметрическая карта (справа – шкала глубин), положение батиметрических профилей А–А', Б–Б' (линии белым), морфоструктуры (арабские цифры), оси цепочек положительных внутририфтовых морфоструктур (штрих-линии белым); II – батиметрические профили А–А', Б–Б'; III – структурная схема осевой и гребневой зон. 1–2 – хребты: 1 – неовулканический, 2 – древние вулканические; 3–5 – оси: 3 – впадин, 4 – поднятий, 5 – трансформного разлома; 6 – эскарпы, обрамляющие рифтовые и палеорифтовые долины; 7 – разломные структуры второго порядка

та составляют ~4000 м (см. рис. 6, I (1)). Хребет полностью пересекает долину северного разлома. В центральной части сегмента глубина вершины хребта увеличивается до 4600 м. Вершинная часть хребта состоит из узких гряд извилистых очертаний. Драгированием поверхности этого хребта получены базальты [30]. Помимо крупного неовулканического хребта распространены короткие (неширокие до 1 км и невысокие 50–150 м) вулканические гряды разных простираний (см. рис. 6, I). Часть гряд образуют несколько цепочек с простиранием, параллельным бортам рифтовой долины ~330°. Наиболее протяженная цепочка, начинаясь у нодальной впадины, проходит через всю рифтовую долину и пересекает крупный неовулканический хребет (см. рис. 6, I (6)).

Пририфтовые структуры на флангах хребта имеют минимальные глубины 4100–4200 м и сходную морфологию (см. рис. 6, II, разрезы А–А', Б–Б'). В среднем они поднимаются над дном рифтовой долины на 1400 м. Восточный борт рифтовой долины надстраивается овальным поднятием, сходным с аналогичными поднятиями на восточном фланге СС-3 (см. рис. 6, I (7)). Далее к востоку на участке межразломного пространства длиной ~70 км развиты морфоструктуры, образующие два одинаковых структурных ансамбля. Парагенез структур в каждом ансамбле близок аналогичному парагенезу структур в современной рифтовой долине. Каждый ансамбль образован двумя хребтами с простиранием 330°, окаймляющими с противоположных бортов широкую

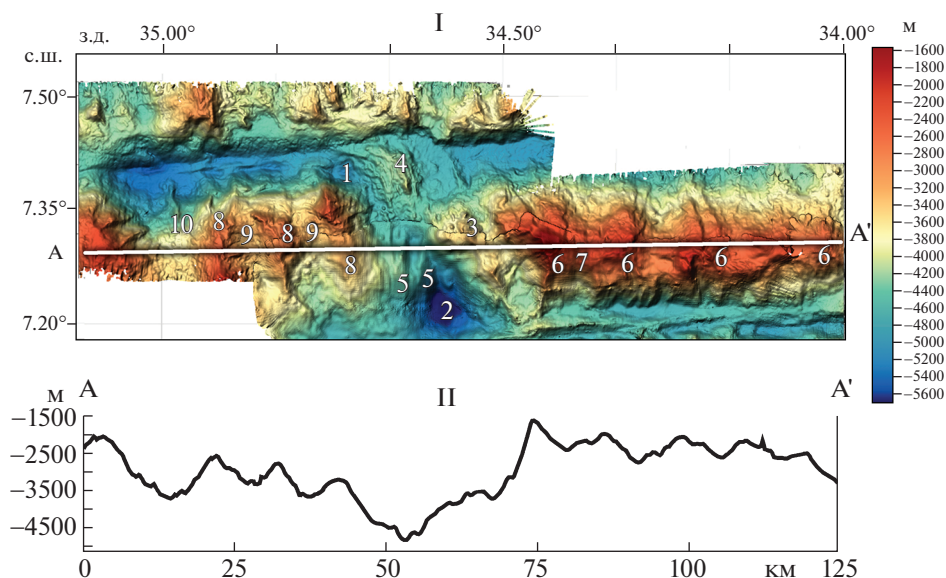


Рис. 7. Рельеф дна в районе спредингового сегмента СС-5 между разломами Пушаровского и Богданова. I – батиметрическая карта (справа – шкала глубин), положение батиметрического профиля А–А' (линии белым), морфоструктуры (арабские цифры); II – батиметрический профиль А–А'.

10–14 км долину, которая является аналогом современной рифтовой долины (см. рис. 6, I (8), (9)). Ширина хребтов максимальна в центральной части и составляет 4–5 км. Примерно вдоль осевой части долины простирается хребт высотой 400–500 м субмеридионального простираения с вершинной поверхностью на глубинах 3900–4100 м, являющийся аналогом современного массивного неовулканического хребта (см. рис. 6, I (10)). Такие структурные образования могут быть квалифицированы как палеоцентры спрединга (см. рис. 6, III).

К западу от оси спрединга на протяжении 50 км, широкие 3–5 км депрессии разделены хребтами северо-западного простираения 320° – 330° шириной до 3 км, высотой 400–600 м, с вершинами на глубине 3500–3300 м (см. рис. 6, I (11), (12)). Наблюдающееся сочетание широких депрессий и хребтов с косым простираением имеет структурные черты, близкие как к восточному флангу СС-4, так и западному флангу СС-3.

Спрединговый сегмент (СС-5) между разломами Пушаровского и Богданова

Спрединговый сегмент СС-5 длиной 32 км протягивается вдоль долготы 34.6° з.д. Глубина рифтовой долины, ширина которой ~15 км, в центральной части сегмента составляет ~4400 м, возрастает к дистальным частям до 5000 м. В зоне северного интерсекта сформировалась неглубокая до 5200 м нодальная впадина диаметром 6–7 км, в зоне южного интерсекта – более крупная

до 10 км в диаметре и более глубокая до 6150 м нодальная впадина (рис. 7, I, (1), (2)). В рифтовой долине имеются неовулканические поднятия разных размеров. Наиболее крупное из них располагается только в южной половине сегмента у восточного борта рифтовой долины, данное неовулканическое поднятие представлено массивным хребтом шириной до 7 км, высотой до 1400 м, с простираением $\sim 325^{\circ}$ (см. рис. 7, I (3)). Его минимальная глубина 3550 м отмечена в центре в районе вулканической кальдеры. Меньшее неовулканическое поднятие шириной ~6 км и высотой до 500 м находится вблизи зоны интерсекта и частично в зоне интерсекта рифта с разломом Пушаровского у нодальной впадины, поднятие состоит из узких гряд шириной 1–3 км и высотой 200–400 м, простираение которых 325° в разломной долине и 350° в пределах рифтовой долины (см. рис. 7, I (4)). Драгированием поверхности неовулканических поднятий получены базальты [30]. Другие неовулканические структуры представлены короткими узкими невысокими грядами, простирающимися ортогонально трансформным разломам (см. рис. 7, I (5)).

Строение гребневой зоны близко к строению аналогичной зоны в спрединговом сегменте СС-3. На восточном фланге сегмента развиты овальные поднятия, на его западном фланге находится несколько крупных хребтов, расположенных косо по отношению к трансформным разломам (см. рис. 7, I). Высотный уровень обоих флангов различается (см. рис. 7, II, разрез А–А'). В пририфтовых участках вершины овальных поднятий поднима-

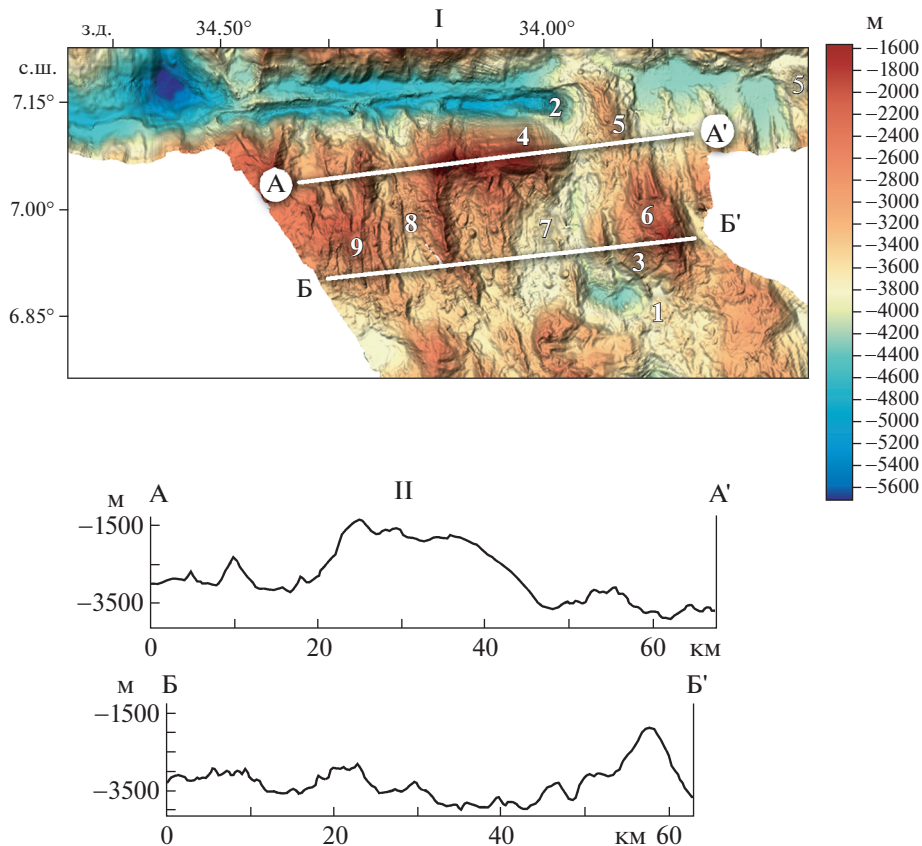


Рис. 8. Рельеф дна в районе спредингового сегмента СС-6 между разломом Богданова и нетрансформным смещением 6.87° .

I – батиметрическая карта (справа – шкала глубин), положение батиметрических профилей А–А', Б–Б' (линии белым), морфоструктуры (арабские цифры);
II – батиметрические профили А–А', Б–Б'.

ются до глубины ~ 1500 м, вершины хребтов на западном фланге достигают 2000 м.

На восточном фланге в пределах изученного участка наблюдается четыре овальных поднятия средним размером 25×20 км (см. рис. 7, I (6)). Глубина их вершин увеличивается к востоку от 1500 до 2200 м. Поднятия разделяются узкими 2–3 км неглубокими 200–300 м депрессиями (см. рис. 7, I (7)). Было проведено драгирование поверхности одного из поднятий и получены серпентинизированные перидотиты, хлоритизированные базальты и габбро [3].

На западном фланге в пририфтовом участке сформировались три хребта шириной 5–7 км с простиранием 350° (см. рис. 7, I (8)). Они наиболее высоки на севере и в центре, где их вершины в среднем достигают глубины 2000 м. На некоторых участках поверхности хребтов видны кальдеры. Хребты разделены депрессиями шириной ~ 4 –5 км и средней глубиной ~ 600 м (см. рис. 7, I (9)). Западнее этих трех хребтов находится глубокая до 1000 м и широкая долина, ось которой приурочена к долготе 34.95° з.д. (см. рис. 7, I (10)).

Ширина и глубина долины увеличиваются от центральной части сегмента к его дистальным частям от 5 до 7 км и от 3800 до 5000 м соответственно.

Спрединговый сегмент (СС-6) между разломом Богданова и нетрансформным смещением 6.87°

Спрединговый сегмент СС-6 длиной 30 км вытянут вдоль долготы 33.9° з.д., его южной границей является правостороннее нетрансформное смещение с офсетом 10 км, пересекающее ось спрединга на 6.87° с.ш. [3, 25] (рис. 8, I (1)). Рифтовая долина шириной до 7 км ортогональна разлому Богданова и имеет простирание 355° . Глубина рифтовой долины составляет 3950 м, ее дно возвышается на 850 м над дном долины разлома, расположенной на глубине 4800 м. В южном направлении дно рифтовой долины поднимается до глубины 3755 м и затем снова понижается, переходя в дно впадины нетрансформного смещения с глубиной 4360 м. В зоне интереса рифта с разломом Богданова образовалась небольшая нодальная впадина до 3 км в диаметре, глубиной до

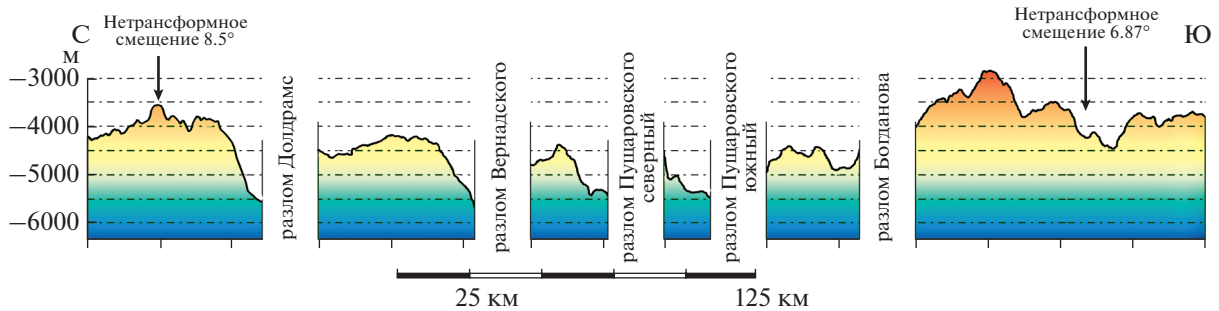


Рис. 9. Композитный профиль вдольосевых вариаций глубины дна рифтовых долин мегатрансформа Долдрамс и его обрамления.

6150 м, углубленная относительно рифта на 1850 м (см. рис. 8, I (2)). В южной половине рифтовой долины протягивается параллельный ей неовулканический хребет шириной до 4 км и высотой до 400 м (см. рис. 8, I (3)). Хребет достигает минимальной глубины 3000 м, которая увеличивается к его окончаниям.

Западный и восточный фланги гребневой зоны в пририфтовой полосе асимметричны гипсометрически и морфологически. В северной части сегмента по высоте доминирует западный фланг в среднем выше на 1700 м, здесь сформировалось поднятие размером 10×25 км, вытянутое вдоль разломной долины (гора Мазаровича) (см. рис. 8, I (4), II, разрез А–А'). Плоская поверхность поднятия находится на глубинном уровне ~ 1800 м, но отдельные вершины достигают глубины 1300 м, средняя высота над уровнем рифтовой долины составляет 2100 м. В соответствии с морфологией поднятия и результатами драгирования – перидотиты, базальты, габбро, сланцы, – это поднятие является типичным ВОК [3]. К востоку от рифтовой долины развиты рифтовые горы, их отдельные хребты шириной ~ 3 км, вершины хребтов находятся на глубинах до 3500 м, хребты параллельны рифтовой долине и разделены широкими 3–4 км депрессиями. Хребты сужаются и погружаются в сторону разлома Богданова. На этом фоне выделяются два более массивных хребта (ширина до 6 км, глубины вершин до 3000 м) северо-западного простирания 345° , которые перегораживают долину разлома Богданова (см. рис. 8, I (5)). Один из них расположен непосредственно на плече рифта. Все исследуемые морфоструктуры восточного фланга сложены базальтами [3].

В южной части сегмента, в противоположность северной части сегмента, по высоте доминирует восточный фланг в среднем выше на 1500 м, здесь развито куполовидное поднятие (гора Савельева) ~ 8 км в диаметре, с вершиной на глубине ~ 1700 м и высотой над уровнем дна рифтовой долины ~ 2100 м (см. рис. 8, I (6), II, разрез Б–Б'). В соответствии с морфологическими свойствами и составом пород (перидотиты и серпентинито-

вые сланцы [3]) гора Савельева является типичным ВОК. К западу от рифтовой долины в южной части сегмента развиты рифтовые горы (см. рис. 8, I (7)). В полосе шириной 20 км хребты шириной 2–4 км, параллельные рифтовой долине и с вершинами на глубинах 3200–3400 м, разделяются широкими 1–3 км долинами. Хребты сужаются и погружаются в сторону нетрансформного смещения 6.87° . В самой западной части спредингового сегмента СС-6 главным элементом рельефа является широкая 4–5 км и параллельная рифтовой долине глубокая долина, погружающаяся от своей центральной части на глубине 3500 м к разлому Богданова и нетрансформному смещению (см. рис. 8, I (8)). В ее пределах наблюдаются узкие хребты, похожие на неовулканические поднятия. По сумме признаков эта долина является брошенным рифтом. С обеих сторон долина окаймляется рифтовыми горами, поднимающимися до глубин 2200–2400 м (см. рис. 8, I (9)).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строение и типы осевых зон спрединговых сегментов

Рассмотренные спрединговые сегменты мегатрансформа Долдрамс и его обрамления имеют различное строение. К главным отличительным структурным признакам осевых зон сегментов относятся глубина, ширина и высотное положение рифтовой долины, ориентация и размеры неовулканических поднятий, строение пририфтовых участков. Рифтовые долины наиболее высоко подняты к югу от разлома Богданова (СС-6) (глубина дна 3755–3950 м) и между разломами Архангельского и Долдрамс (СС-1) (3800–4300 м) (рис. 9). В направлении от краев к центру МТД, который располагается между двумя ветвями разлома Пушаровского (СС-4) (5100–5400 м), глубины дна рифтовых долин возрастают:

- СС-5 – 4400–5000 м (с юга на север);
- СС-2 – 4200–4600 м (с севера на юг);
- СС-3 – 4500–5150 м.

Таким образом, рифтовая долина в центре МТД опущена относительно рифтовой долины, расположенной в наиболее приподнятом сегменте в среднем на 1400 м.

Геологическими исследованиями в океане установлена прямая корреляция между высотой осевой зоны спрединга, мощностью коры и интенсивностью ее аккреции, которая напрямую связана с интенсивностью магматизма, температурой и степенью частичного плавления верхней мантии [1, 8, 20, 28]. Таким образом, от краевых сегментов мегатрансформа Долдрамс к его центру в районе разлома Пушаровского последовательно уменьшаются мощность коры и интенсивность магматизма, при этом к югу от МТД эти параметры выше, чем к северу от него.

Это подтверждается характером гравитационных аномалий Буге (АБ) на площади МТД. Наиболее низкие значения АБ 370 мГал и ниже наблюдаются в осевых зонах СС-1 и СС-2 (СС-6 не входил в охват расчетов) с максимальными высотами рельефа из исследованных сегментов. Это указывает на то, что на этих участках более высокие мощность коры и/или температура верхней мантии, в сравнении с батиметрически более глубокими СС-3, СС-4 и СС-5, в которых значения АБ выше и составляют 380–385 мГал [30].

С высотным положением рифтовой долины прямо связана ее ширина. Наиболее узкие рифтовые долины отмечены в наиболее высоких СС-1, СС-2 и СС-6: 5–9 км, 7–10 км, 7 км соответственно. Наиболее широкая долина в самом глубоком СС-4 – 17 км, промежуточные значения ширины в СС-3 и СС-5: 10–14 км и 15 км соответственно. С этими параметрами коррелируют глубины нодальных впадин относительно дна рифтовой долины – они больше при более высоком рельефе осевой зоны в сегментах:

- СС-1 – 1500 м;
- СС-2 – 900 и 1400 м;
- СС-3 – 600 м;
- СС-4 – 260 м;
- СС-5 – 1150 м;
- СС-6 – 1850 м.

Вдольосевые вариации глубины в каждом сегменте, за исключением СС-1 и СС-2, имеют вид, характерный для спрединговых ячеек, – меньшие глубины в центральной части и большие глубины в их дистальных частях (см. рис. 9). Эти профили, за исключением таковых для СС-1 и СС-4, имеют вид, характерный для спрединговых ячеек: меньшие глубины в центральной части и большие глубины в дистальных частях. Это отражает, сфокусированный характер подосевого апвеллинга астеносферной мантии. С центральными частями, как правило, связаны и наиболее узкие участки рифтовых долин. В наиболее глубоком спредин-

говом сегменте СС-4 в пределах рифтовой долины отсутствует отчетливо выраженный минимум глубин. Мы полагаем, что из-за малого размера спредингового сегмента частично расплавленная мантия не обособляется в виде диапира, а поднимается относительно равномерно вдоль всей осевой зоны.

Спрединговый сегмент СС-1 состоит из двух участков, разделенных нетрансформным смещением (см. рис. 3, I). Южный участок имеет строение, характерное для спрединговых ячеек с центром магматической активности, близким к центру ячейки. В северном участке глубина долины минимальна в районе нетрансформного смещения 6.87° , здесь же наблюдаются наибольшие ширина и высота неовулканического поднятия, что совокупно указывает на то, что максимум магматической активности на этом участке приурочен к нетрансформному смещению 6.87° , в котором развиты крупные вулканы центрального типа (см. рис. 3, I (14), (15)).

В центральной части рифтовой долины северного участка имеется небольшое поднятие до 200 м, свидетельствующее о наличии еще одного центра магматической активности, на что отчетливо указывает и морфология хребтов рифтовых гор. Наибольшие высота и ширина этих хребтов наблюдаются напротив этого внутририфтового поднятия. Таким образом, в северном участке имеются элементы строения, характерные для спрединговой ячейки.

Центр магматической активности, связанный с нетрансформным смещением, является наложенным, более интенсивным и является основным магматическим центром всего сегмента между разломами Архангельского и Долдрамс. Нетрансформные смещения, как правило, это – участки минимальной аккреции коры на периферии центров апвеллинга и поэтому обычно здесь возникают впадины с большой глубиной [19, 22, 23].

Появление на этих участках поднятий является необычным событием, тем не менее, такие поднятия встречаются, как, например, на широте о. Святой Елены, где их образование связано с влиянием плюма глубинной мантии на осевую аккрецию коры [5, 29]. Деплетированный состав базальтов, драгированных в спрединговом сегменте СС-1 [7], свидетельствует об отсутствии здесь влияния плюма глубинной мантии. Дополнительным источником расплавов может быть декомпрессионное плавление мантийных неоднородностей, состоящих из более легкоплавкого вещества в сравнении с деплетированной мантией, наличие которых в данном регионе предполагается в работе [4]. Зона нетрансформного смещения является центром такого плавления, по-видимому, в силу того, что обладает высокой проницаемостью литосферы.

Простираение рифтовых долин, за исключением сегментов СС-4 и СС-5, ортогонально направлению спрединга и составляет в сегментах СС-1 и СС-2 – 3° , в сегментах СС-3 и СС-6 – 355° . В сегментах СС-4 и СС-5 простираение рифтовых долин косое, однако отдельные рифтовые впадины и неовулканические гряды внутри них могут быть ортогональны трансформным разломам.

Неовулканические поднятия имеются во всех спрединговых сегментах. В наиболее высоко расположенных сегментах СС-1, СС-2 и СС-6 эти поднятия невысокие – 200–400 м относительно дна рифтовой долины, широкие и состоят из нескольких гряд, простирающихся, как правило, параллельно рифтовой долине. Их ширина и высота является наибольшей вблизи центральной части сегмента. Более крупные неовулканические поднятия сформировались в промежуточных по высоте спрединговых сегментах СС-3 и СС-5. Это – хребты высотой до 500 м, их вершинные части осложнены узкими гребнями. Хребты выдвинуты в одну из разломных долин ограничивающих их трансформных разломов, а одно из крупных неовулканических поднятий в сегменте СС-5 полностью располагается в долине разлома Пушаровского.

Эти факты свидетельствуют о том, что центры магматической активности в сегментах СС-3 и СС-5 возникают также в зонах интерсекта рифт–разлом, при этом они сопоставимы с аналогичными центрами магматической активности в центральных частях этих спрединговых сегментов. Таким образом, в спрединговых сегментах СС-1, СС-2 и СС-6 с более интенсивным магматизмом неовулканические хребты по размерам меньше аналогичных хребтов в сегментах СС-3 и СС-5 с менее интенсивным магматизмом. Можно предложить следующее объяснение данному феномену. Следствием более холодной мантии являются ее большая прочность и малая степень частичного плавления. В силу этого, астеносферный диапир способный преодолеть сопротивление более прочной мантии должен быть бóльших размеров, а для его формирования нужно бóльшее время. Поэтому магматизм, связанный с этим диапиром, реализуется в виде более мощного, чем в типичных спрединговых ячейках, разового импульса после длительной амагматичной паузы, что и приводит к образованию крупных неовулканических поднятий. При этом, температурный градиент между зонами разломов и центральными частями сегментов в более холодной верхней мантии снижается, что ведет к частичной расфокусировке подосевого апвеллинга и появлению других центров магматизма, приуроченных к ослабленным участкам литосферы, а это зоны интерсекта рифт–разлом.

В самом низко расположенном сегменте СС-4 находится наиболее крупный неовулканический хребет высотой до 1000 м, перегораживающий обе разломные долины, при этом в соответствии с вариациями его высоты и ширины именно в зонах интерсектов рифт–разлом располагаются максимумы магматической активности (см. рис. 6, I (1)). Рифтовая долина, которую хребет прорезает по диагонали, аномальна по многим параметрам. Она чрезвычайно глубокая – более 5400 м и широкая до 17 км, дискордантна направлению спрединга, в ее противоположных углах наблюдаются рифтовая и нодальная впадины глубиной до 5660 м. По своему структурному облику, морфологии и распределению глубин она выглядит как впадина присдвигового растяжения [9, 32]. Очевидно, она и была таковой до того момента, пока степень растяжения литосферы в ее пределах не достигла той критической величины, при которой литосфера была разорвана и вовлечена в процесс спрединга океанического дна. Таким образом, по всем признакам сегмент СС-4 является новообразованным спрединговым центром. Разрыв литосферы привел к мощному импульсу декомпрессионного плавления и интенсивному магматизму, рассредоточенному вдоль трещины, ортогональной растягивающим напряжениям. В то же время максимально магматическая деятельность проявилась на участках максимальной проницаемости, где трещина разрыва пересекается с трещинами сдвига. Второстепенную роль в распределении магматизма играли другие зоны проницаемости, унаследованные от впадины присдвигового растяжения, они проявились в виде цепочек мелких вулканических структур, параллельных ее бортам (см. рис. 6, I).

Таким образом, среди изученных спрединговых сегментов по строению их осевой зоны отчетливо выделяются три типа.

- Первый тип строения спрединговых сегментов объединяет наиболее высоко стоящие сегменты СС-1, СС-2 и СС-6, являющиеся типичными спрединговыми ячейками, при этом в сегменте СС-1 находятся две такие ячейки, разделенные нетрансформным смещением. Это сегменты с наиболее узкой рифтовой долиной, с относительно небольшим неовулканическим поднятием и с центром магматизма, связанным с апикальной частью подосевого диапира астеносферной мантии. Своеобразием сегмента СС-1 является образование в зоне нетрансформного смещения вулканов центрального типа, что делает ее наиболее крупным и общим центром магматической активности для двух соседних спрединговых ячеек.

- Второй тип строения спрединговых сегментов, представлен наиболее глубоким сегментом СС-4. Данный сегмент характеризуется очень широкой рифтовой долиной и крупнейшим не-

овулканическим хребтом, который перегораживает обе разломные долины. Этот тип представляет новообразованный внутритрансформный спрединговый центр, возникший при растяжении медианного хребта разлома Пушаровского. Он сформировался во впадине присдвигового растяжения, возникшей на более раннем этапе растяжения медианного хребта. Расположение центров частичного плавления и магматизма во внутритрансформном спрединговом центре определяется расположением зон проницаемости литосферы, наибольшие из которых приурочены к зонам интерсектов рифт–разлом.

- Третий тип строения спрединговых сегментов включает сегменты СС-3 и СС-5 – промежуточные по глубине и ширине спрединговые сегменты, которые характеризуются промежуточными по размерам неовулканическими поднятиями. Поднятия имеют не менее двух центров магматической активности. Один из центров занимает место, свойственное для центров в спрединговых ячейках над апикальной частью подосевого диапира, другой центр находится в зонах максимальной проницаемости литосферы, совмещенных с областью пересечения рифта и разлома. Таким образом, третий тип совмещает в себе признаки спрединговой ячейки и внутритрансформного спредингового центра по типу сегмента СС-4.

Типизация строения межразломных областей

Наиболее высоко стоящие сегменты СС-1, СС-2 и СС-6 имеют близкий характер строения гребневой зоны. В пририфтовых участках этих сегментов развиты куполовидные структуры типа внутренних океанических комплексов (ВОК), расположенные во внутренних углах интерсектов рифт–трансформ. К ним примыкают хребты рифтовых гор, простирающиеся до внешних углов интерсектов. Такой тип строения реализован в сегменте СС-2. В сегменте СС-6 более северный ВОК (гора Мазаровича) образовался в западной части интерсекта рифта с разломом Богданова, а более южный ВОК (гора Савельева) сформировался у нетрансформного смещения 8.57° , ограничивающего сегмент с юга. В сегменте СС-1 ВОК образовался только у разлома Долдрамс, а у разлома Архангельского на месте потенциальном для ВОК располагается блок anomalно поднятых рифтовых гор (см. рис. 3, I (3)).

Данный стиль строения характеризуется асимметрией в строении и высотном положении противоположных флангов дистальных частей спрединговых ячеек. Тогда как ВОК, возвышаясь над дном рифтовой долины на 1900–900 м, поднимаются до глубин 1500–2350 м, вершины рифтовых хребтов на противоположном фланге, достигая глубин 3000–3500 м, имеют превышения над дном рифтовой долины только 300–1500 м. Раз-

ница по высотам между двумя флангами составляет 600–1700 м.

В северной спрединговой ячейке сегмента СС-1 anomalно поднятые рифтовые горы на западном фланге, также как ВОК, возвышаются в среднем на 2500 м относительно дна рифтовой долины, достигая глубин 1500 м. В пределах мегатрансформа Долдрамс ВОК выделяются наиболее высокими значениями anomalий Буге до 480 мгал, что означает, что в их составе доминируют неизмененные мантийные породы, хотя в продуктах их опробования преобладают серпентинизированные ультрабазиты [3, 7, 15, 30]. Очевидно, серпентинизированные ультрабазиты слагают мало мощный верхний слой ВОК.

У anomalно приподнятых рифтовых гор западного фланга в северной ячейке сегмента СС-1 такие же повышенные значения anomalий Буге, хотя в соответствии с результатами драгировок, они сложены базальтами [7, 30]. Следовательно, можно ожидать, что базальты здесь также образуют мало мощный слой, а мантия выведена на более высокий уровень.

В рассматриваемых сегментах рифтовые горы, как правило, параллельны рифтовой долине. Их отдельные хребты наиболее высоки и широки в центральных частях сегмента, что свидетельствует о том, что максимум подосевого апвеллинга во время их формирования находился в центральной части ячейки. Гребневые зоны рассматриваемых спрединговых сегментов за пределами пририфтовых участков представляют собой сочетание рифтовых гор и ВОК. При этом ВОК развиваются вблизи разломных зон, но они не образуют сплошной цепочки, поскольку на отдельных участках сменяются либо поперечными хребтами, как например, гора Пейве в сегменте СС-2, либо участками, на которых развиты рифтовые горы.

Некоторые структурные особенности свойственны только отдельным высоко стоящим сегментам. Так в сегменте СС-6 на восточном фланге наблюдаются два нетипично крупных хребта, перегораживающих долину разлома Богданова, что указывает на то, что на фоне относительно равномерной активности магматизма бывают его резкие усиления (см. рис. 8, I (5)). В сегменте СС-2 на флангах гребневой зоны рифтовые горы включают широкие депрессии, схожие с рифтовыми долинами, что свидетельствует о частых переоскоках в обе стороны оси спрединга в этом сегменте (см. рис. 4, I (13), (18)).

Спецификой строения сегмента СС-1 является наличие на западном фланге северной ячейки anomalно высоких рифтовых гор (см. рис. 3, I (3)). Таких малых глубин (до 1500 м и меньше) рифтовые горы достигают только в спрединговых сегментах, в которых на аккрецию коры оказывают

влияние плюмы глубинной мантии, близко расположенные к ним и приводящие к усилению магматизма, при этом в отличие от нашего случая над ними отмечаются минимумы АБ [29]. В спрединговых сегментах, в которых, как и между разломами Архангельского и Долдрамс, изливаются деплетированные базальты, вершинные части рифтовых гор редко поднимаются выше глубины 3000 м [4].

Причина такого высокого стояния рифтовых гор на западном фланге сегмента СС-1 неясна. Глубинный уровень, высота относительно дна рифтовой долины, высокие значения АБ сближают этот участок рифтовых гор с ВОК и суммарно свидетельствуют о подъеме мантии под данным участком дна, по-видимому, и приведшему к высокому стоянию этого блока рифтовых гор. Можно предположить, что этот блок аномально высоких рифтовых гор представляет один из начальных этапов формирования ВОК.

Строение гребневой зоны в более низко стоящих спрединговых сегментах СС-3 и СС-5 отличается от строения описанных выше высоко стоящих сегментов. Характерной чертой строения сегментов СС-3 и СС-5 является асимметрия в строении противоположных флангов на всем протяжении сегмента. На восточном фланге каждого сегмента сформировался межразломный хребет, имеющий блоковое строение. Каждый блок представляет собой овальное поднятие примерно одинаковых размеров, коррелируемых с шириной межразломного пространства (см. рис. 5, I (6), (7), 7, I (6)). Овальные поднятия разделены неглубокими депрессиями.

По поперечным размерам – в среднем ~15–20 км, высоте над дном рифтовой долины 1750–2500 м, значениям АБ ~460 мГал [30], и ассоциациям пород, которые их слагают (базальты, габбро, серпентинизированные ультрабазиты [3]), овальные поднятия близки к ВОК. В то же время, очевидно, что овальные поднятия не являются ВОК, поскольку у них отсутствуют тектонические борозды параллельные трансформному разлому, но напротив вершина и склоны осложнены гребнями, простирающимися преимущественно параллельно рифтовой долине.

Таким образом, овальные поднятия – это структуры, по рангу сопоставимые с ВОК, однако имеющие оригинальное происхождение, которое будет рассмотрено ниже.

На западных флангах межразломных пространств сегментов СС-3 и СС-5 имеются серии хребтов, разделенных широкими и глубокими депрессиями, каждый из которых морфологически схож с неовулканическими поднятиями, развитыми в этих сегментах (см. рис. 5, I (9), 7, I (8)). Эти участки близки по строению рифтовым горам, но в отличие от них, в данном случае рифто-

вые хребты разделены существенно более широкими и глубокими депрессиями. Значения АБ в обоих сегментах на этих участках ниже, чем над овальными поднятиями ~400 мГал, что свидетельствует о большем влиянии коровых пород в их строении, дополняя точку зрения, что рифтовые хребты западных флангов сегментов СС-3 и СС-5 первично возникли как неовулканические поднятия [30]. Локализация неовулканических поднятий только на западном фланге указывает на спрединг, более быстрый в восточном направлении.

Таким образом, гребневая зона более низко стоящих сегментов СС-3 и СС-5 в пределах изученной площади состоит из межразломного хребта, образованного серией овальных поднятий, последовательно все более высоких по мере удаления от оси спрединга, и комплементарных им рифтовых хребтов на противоположном фланге, морфологически схожих с неовулканическими поднятиями. Нами предлагается схема стадийного формирования структуры океанического дна в районе этих спрединговых сегментов (рис. 10):

- Стадия 1 – Формирование неовулканического хребта в результате мощного импульса магматизма.
- Стадия 2 – Амагматичная пауза, заложение detachмента, наклоненного в сторону рифтовых гор. Спрединг дна реализуется через расхождение литосферных плит по поверхности detachмента с большей скоростью в восточном направлении.
- Стадия 3 – Слабые редкие излияния базальтов, приводящие к образованию мелких вулканических гряд. Интенсивное растрескивание дна, которое способствует серпентинизации верхней части литосферной мантии, обнажающейся в ледяном крыле detachмента.
- Стадия 4 – Вертикальный подъем блока литосферы, представлявшего до того днище рифтовой долины, в силу формирования критического объема серпентинизированных пород [12, 14]. Межразломный хребет на восточном фланге наращивается очередным овальным поднятием, а сформировавшийся на стадии 1 неовулканический хребет, оказавшись висячем крыле detachмента, переместился к западу, дополнив рифтовые горы.
- Стадия 5 – Новый мощный импульс вулканизма, detachмент отмирает, поскольку под действием гидроразрыва возникает трещина раскола, становящаяся осью спрединга и местом локализации питающего магматического канала, над которым вырастает новое неовулканическое поднятие.

В течение всех стадий происходит незначительное увеличение высоты межразломного хребта.

В уникальном наиболее низко стоящем спрединговом сегменте СС-4 межразломное про-

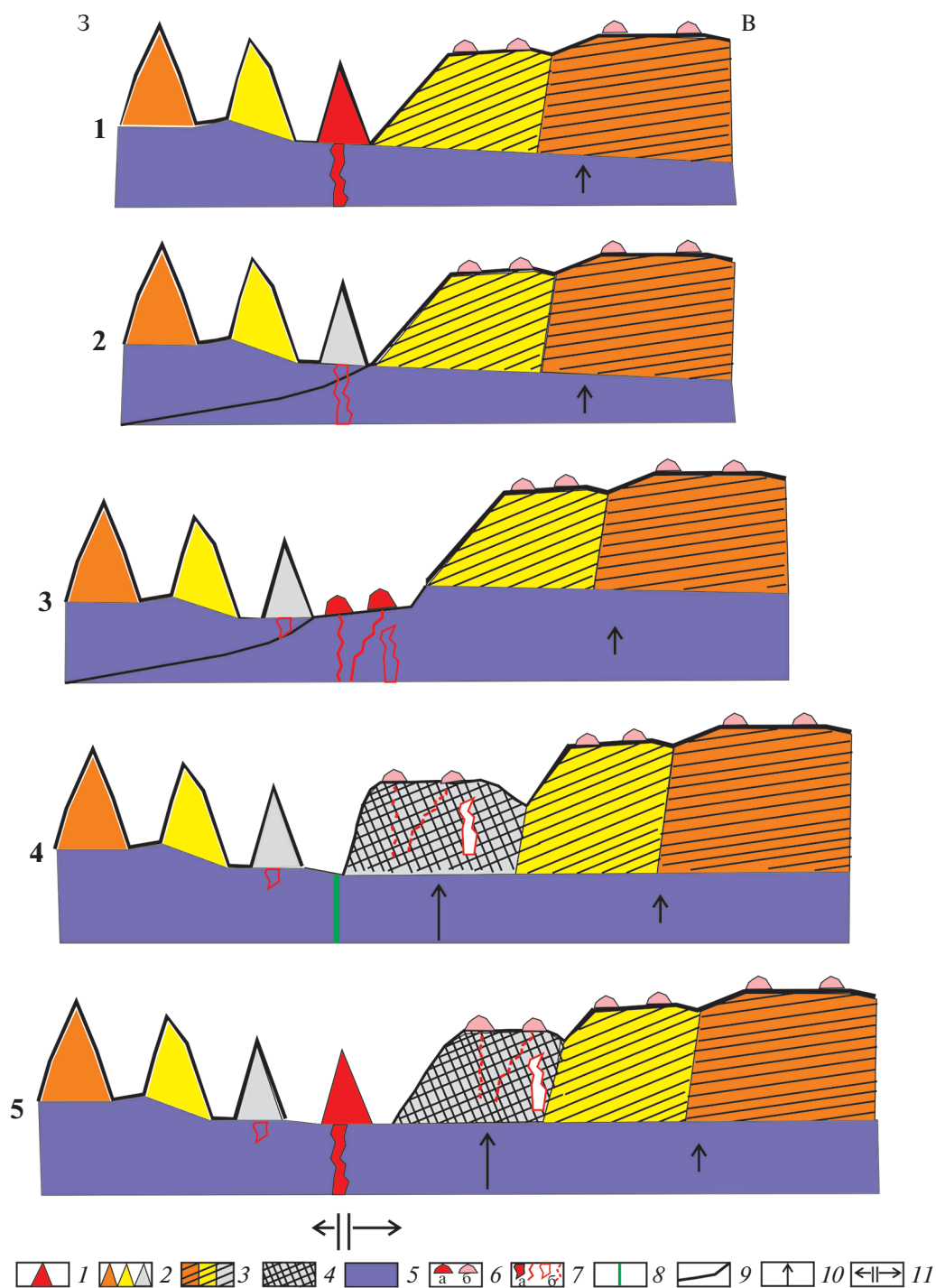


Рис. 10. Схема формирования структур осевой и гребневой зон в спрединговых сегментах, ограниченных разломами Вернадского, Пушаровского (СС-3) и Богданова (СС-5).

1–5 – стадии структурного развития осевой и гребневой зон: 1 – формирование неовулканического хребта в результате мощного импульса магматизма; 2 – амагматическая пауза, заложение детачмента, наклоненного в сторону рифтовых гор; 3 – слабые редкие излияния базальтов, приводящие к образованию мелких вулканических гряд; 4 – вертикальный подъем блока литосферы; 5 – новый мощный импульс вулканизма.

1 – неовулканические поднятия; 2 – хребты рифтовых гор (различие в возрасте отражено различием в цвете, чем далее к западу располагается хребет, тем он древнее); 3 – овалы поднятия (различие в возрасте отражено различием в цвете, чем далее к востоку располагается поднятие, тем оно древнее); 4 – растущее овальное поднятие; 5 – литосферная мантия; 6 – вулканические гряды: а – формирующиеся, б – сформировавшиеся; 7 – подводящие каналы разных размеров: а – действующие, б – недействующие; 8 – трещина раскола; 9 – детачмент; 10 – участки подъема блоков океанского дна; 11 – направление спрединга

странство на каждом фланге сегмента занято межразломными хребтами, близкими по строению. Эти хребты выделяются аномально низким рельефом и характеризуются на всем своем простирании низкими значениями АБ [30], в то время как в других межразломных структурах по мере удаления от оси Срединно-Атлантического хребта значения АБ последовательно возрастают до высоких абиссальных значений (500 мГал и выше) под влиянием нарастающего охлаждения литосферы [11]. Низкие значения АБ, которые не имеют тенденции к повышению, свидетельствуют о существенной серпентинизации мантийных пород, очевидно, преобладающих в строении межразломных структур сегмента СС-4.

Спрединговый центр СС-4 сформировался на месте впадины присдвигового растяжения, при этом в межразломном пространстве на обоих флангах имеется несколько палеоспрединговых центров, возникших на месте впадин присдвигового растяжения (см. рис. 6, I, III). Это означает, что на изученном участке межразломные хребты длительное время находятся в условиях растяжения, возникающего в результате контакта с литосферными плитами, расходящимися на их противоположных сторонах в разные стороны.

Возможен следующий сценарий структурного развития межразломного пространства двойного разлома Пушаровского (рис. 11). Поскольку данный участок мегатрансформа Долдрамс приурочен к области с наиболее холодной мантией, то здесь на начальном этапе образования МТД возникли два дуговидных разлома, ограничившие медианный линзовидный хребет (стадия I) [21]. Этот хребет сформировался как неспрединговый блок, вдоль противоположных границ которого, происходили разнонаправленные сдвиговые движения, растягивавшие его в широтном направлении путем образования впадин присдвигового растяжения (стадия II). В соответствии с распределением напряжений при данном правом сдвиге трещины отрыва, ограничивающие данные впадины, и сколы Риделя имеют северо-западное простирание [9, 32]. При дальнейшем растяжении отдельные впадины присдвигового растяжения переходили в спрединговые центры, отличающиеся нестационарностью (стадии III и IV). При возникновении спредингового центра в другой впадине растяжения происходило отмирание спредингового центра, существовавшего до этого момента.

Таким образом, как и в случае с осевыми зонами спрединговых сегментов выделяются три типа строения их гребневых зон (межразломных областей).

– Первый тип объединяет наиболее высокие сегменты СС-1, СС-2 и СС-6, являющиеся ти-

пичными спрединговыми ячейками, и характеризуется сочетанием рифтовых гор и ВОК.

– Второй тип представлен самым глубоким сегментом СС-4, являющимся внутритрансформным спрединговым центром, характеризующимся наличием межразломных хребтов, наследовавших медианный линзовидный хребет двойного разлома Пушаровского. Главным структурным элементом межразломных хребтов являются палеоспрединговые центры, возникавшие при расколе литосферы в пределах предшествующих им впадин присдвигового растяжения северо-западного простирания.

– Третий тип включает промежуточные по высоте сегменты СС-3 и СС-5, у которых на восточных флангах формируются межразломные хребты блокового строения, состоящие из овальных поднятий, а на западном фланге находятся редко расположенные рифтовые хребты, ранее бывшие неовулканическими поднятиями. Этому типу спрединговых сегментов свойственны как черты типичных спрединговых ячеек с максимумами магматической активности вблизи центра сегмента, так и новые черты в виде максимумов магматической активности, положение которых определяется зонами максимального растяжения, и в виде овальных поднятий, образующих межразломные хребты. Эти спрединговые сегменты классифицированы нами как спрединговые ячейки особого типа, возникающие и развивающиеся в условиях низкой магматической продуктивности.

Косые структуры

Среди изученных структур встречаются такие, которые простираются под углом к направлению спрединга, названные в данной статье, как косые структуры. Среди них есть отчетливые тектонические структуры. К их числу относятся уступы, которыми террасируются склоны крупных куполовидных поднятий, как правило, обращенных к нодалным впадинам. Эти уступы, очевидно, являются сбросами, возникшими при смещении блоков верхних частей поднятий вниз по склону. Угол между рифтовыми структурами и этими сбросовыми структурами около 45° .

В то же время имеются и вулканические косые структуры. Их вулканическая природа определяется как по результатам опробования (они сложены базальтами), так и по структурному положению — это неовулканические хребты, хребты рифтовых гор и мелкие вулканические гряды и их цепочки в рифтовой долине. Происхождение некоторых из них очевидно, поскольку они приурочены к зонам разрывных нарушений. К их числу относятся короткие неовулканические хребты вблизи нодалных впадин у южных окончаний

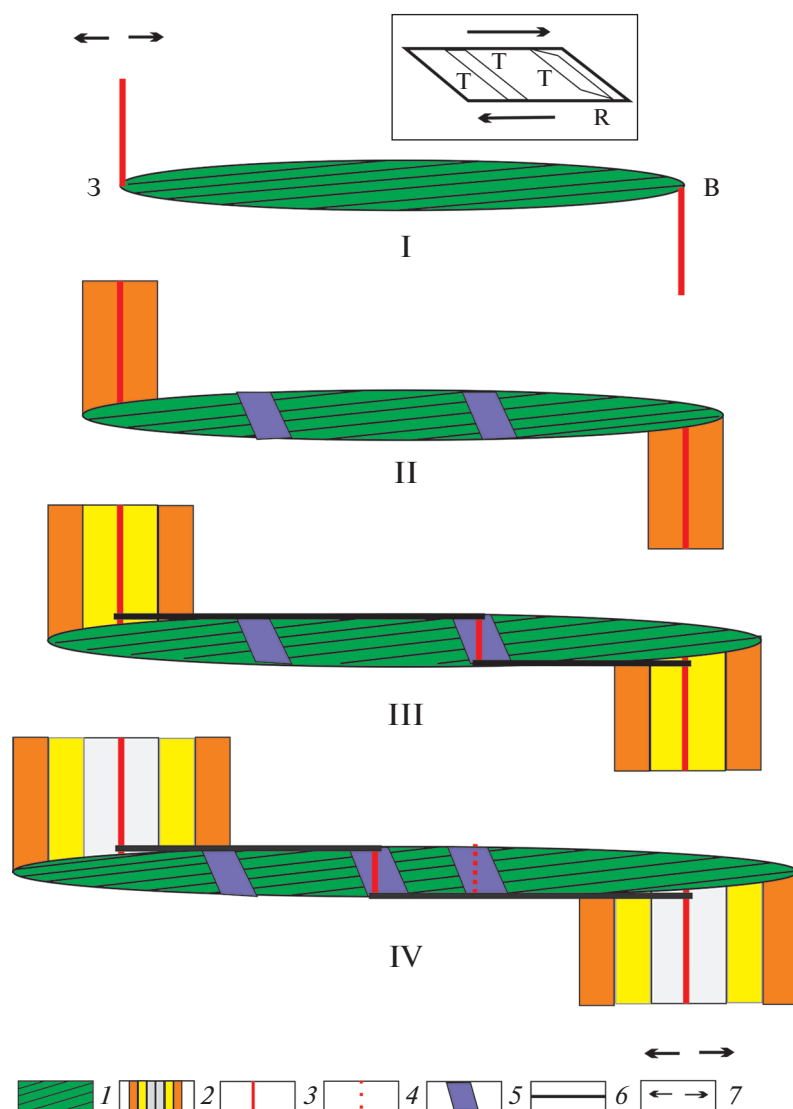


Рис. 11. Схема тектонического развития межразломного пространства двойного разлома Пушаровского. На врезке: показана (верхний правый угол) схема трещин отрыва (Т) и сколов Риделя (R) при правостороннем сдвиге по [10].

I–IV – стадии развития межразломного пространства: **I** – образование мегатрансформа Долдрамс, приведшее к возникновению двух дуговидных разломов, ограничивших медианный линзовидный хребет; **II** – неспрединговый блок (медианный линзовидный хребет), вдоль противоположных границ которого, происходили разнонаправленные сдвиговые движения, растягивавшие его в широтном направлении путем образования впадин присдвигового растяжения; **III** – при дальнейшем растяжении отдельные впадины присдвигового растяжения, переходящие в спрединговые центры, которые отличаются нестабильностью. **IV** – при возникновении спредингового центра в другой впадине растяжения происходит отмирание спредингового центра, существовавшего до этого момента.

1 – линзовидный хребет; 2 – разновозрастные полосы новообразованного океанического дна (различие в возрасте отражено различием в цвете, чем далее от оси спрединга, тем древнее дно); 3 – ось спрединга; 4 – отмершая ось спрединга; 5 – впадина растяжения; 6 – трансформный разлом; 7 – направление спрединга

СС-1 и СС-2 (см. рис. 3, I (13), 4, I (6)). Они располагаются вблизи косых сбросов, осложняющих склоны крупных поднятий во внутреннем углу пересечения. Простираются параллельно простираю этим сбросов (315°). Внутренний угол зоны пересечения обладает повышенной трещиноватостью, что приводит к концентрированию подводных каналов в этой зоне и соответствен-

но к усилению вулканизма на фоне ослабления частичного плавления мантии в дистальной части диапира астеносферной мантии.

В сегменте СС-4 цепочки мелких вулканических гор и гряд пересекают рифтовую долину (см. рис. 6, I (6)). Их простираемость 330° совпадает с простираем бортов рифтовой долины, которое отражает простираемость трещин отрыва, привед-

ших к образованию впадины присдвигового растяжения, на месте которой позднее возник рифт осевой зоны спрединга. Очевидно, в рифтовой долине сохранились предшествующие системы трещиноватости, послужившие каналами для поступления расплава.

Наряду с мелкими структурами развиты и крупные косые вулканические структуры как в осевой, так и в гребневой зонах мегатрансформа Долдрамс. В сегменте СС-5 два крупных неовулканических хребта имеют простирание 325° , на его западном фланге наблюдаются крупные хребты рифтовых гор с простиранием 350° (см. рис. 7, I (3), (4), (8)). На западном фланге сегмента СС-3 распространены рифтовые хребты с простиранием близким 320° (см. рис. 5, I (9)). В сегменте СС-6 такие хребты встречены на восточном фланге и имеют простирание 345° (см. рис. 8, I (5)).

Простирание вулканических структур в рифтовой долине зависит от соотношения двух систем трещиноватости: трещин отрыва, которые перпендикулярны направлению спрединга, и трещин, возникающих в результате гидроразрыва литосферы под напором поднимающегося магматического расплава. Очевидно, что гидроразрыв, как доминантный фактор, будет эффективен в случае больших объемов магмы. В общем случае обе системы трещиноватости совпадают друг с другом. Однако в некоторых случаях большие объемы магмы приводят к гидроразрыву, не совпадающему с трещинами отрыва, вызванными спредингом. В наиболее высоком и наиболее магматически продуктивном сегменте СС-6 крупные рифтовые хребты на восточном фланге гребневой зоны с простиранием 345° , перегораживающие долину разлома Богданова, существенно крупнее соседствующих с ними рифтовых хребтов, простирающихся параллельно рифтовой долине (см. рис. 8 (5)).

На основе этого наблюдения можно сделать предположение, что появление крупных косых рифтовых хребтов в сегменте СС-6 было вызвано дополнительными объемами расплава помимо тех, которые связаны с подосевым апвеллингом астеносферной мантии. Их источником могли быть субгоризонтальные подосевые потоки мантийного вещества, поступающие из областей с более высокими температурами верхней мантии [4]. Очевидно, что у разлома Богданова этот поток можно ожидать только с юга, поскольку севернее располагается относительно холодная область мегатрансформа Долдрамс, а южнее вблизи осевой зоны Срединно-Атлантического хребта у экватора находится область подъема плюма глубинной мантии — плюм Сьерра Леоне [27]. Можно ожидать, что такие потоки мантийного вещества достигали области МТД [4]. Под САХ существует единая зона подосевого мантийного апвеллинга

шириной ~ 100 км, положение и простирание которой определяется генеральным простиранием САХ на том или ином его участке [10]. В районе МТД это северо-западное генеральное простирание САХ. Зона подосевого апвеллинга в силу более высоких температур менее прочна и наиболее благоприятна для продвижения подлитосферных латеральных потоков мантийного материала относительно окружающей мантии. Плавление вещества этих потоков и астеносферных подосевых диапиров дает необходимый объем расплава для образования крупных вулканических хребтов, при этом их простирание определяется как результирующая величина между субмеридиональным простиранием трещин, связанных с расхождением литосферных плит, и северо-западным простиранием трещин гидроразрыва, возникающих при подъеме продуктов плавления подлитосферных мантийных потоков, движущихся в этом направлении. Если следовать предложенному механизму возникновения крупных косых вулканических структур, то пример рифтовых гор на восточном фланге сегмента СС-6 свидетельствует о том, что вещество субгоризонтальных подосевых мантийных потоков поступает в импульсном режиме. В этом случае импульсы этих подосевых мантийных потоков могли привести к образованию косых неовулканических поднятий и в сегментах СС-3 и СС-5.

Таким образом, можно предположить, что появление косых вулканических структур в районе мегатрансформа Долдрамс связано с двумя основными факторами:

- тектоническим, который приводит к формированию зон повышенной проницаемости в литосфере, прямо не связанных с осевой трещиной;
- магматическим, вызывающим появление больших объемов расплава, возникающих при плавлении вещества субгоризонтальных подосевых мантийных потоков, поступающих со стороны областей с более горячей температурой верхней мантии.

ВЫВОДЫ

Структурно-морфометрический анализ рельефа осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта (САХ) в районе мегатрансформа Долдрамс (МТД) с привлечением данных по опробованию океанского дна позволил сформулировать следующие выводы.

1. Главным фактором, определяющим разнообразие строения изученных спрединговых сегментов, разделенных трансформными и нетрансформными смещениями, является глубинный уровень осевых зон спрединга. Глубина дна рифтовой долины в соответствии с многочисленными предыдущими исследованиями находится в

обратной зависимости от температуры верхней мантии, определяющей степень ее частичного плавления.

2. В пределах мегатрансформа Долдрамс и его обрамления выделены три типа спрединговых сегментов:

– первый тип объединяет сегменты, находящиеся на периферии МТД между разломами Архангельского–Долдрамс, Долдрамс–Вернадского и между разломом Богданова и нетрансформным смещением 6.87° , которые имеют наиболее высокое положение осевой зоны спрединга.

– второй тип состоит из одного наиболее глубинного сегмента, соединяющего две ветви двойного разлома Пушаровского, находящегося в центральной части МТД.

– третий тип представляют сегменты с промежуточным высотным положением, занимающие внутренние части МТД между разломами Вернадского–Пушаровского и Богданова–Пушаровского.

3. Сегменты первого типа являются типичными спрединговыми ячейками и имеют наиболее узкую рифтовую долину, расширяющуюся и углубляющуюся к дистальным частям сегмента, с относительно небольшим неовулканическим поднятием и с отчетливо выраженным центром магматической активности, как предполагается, расположенным над апикальной частью подосевого диапира астеносферной мантии. За пределами осевой зоны строение дна характеризуется сочетанием рифтовых гор и внутренних океанических комплексов (ВОК), при этом в пририфтовом участке ВОК располагаются во внутренних углах зон пересечения рифт–трансформ (нетрансформное смещение).

4. Сегмент второго типа – это новообразованный внутритрансформный спрединговый центр, возникший при расколе медианного хребта разлома Пушаровского. Его осевая зона характеризуется очень широкой рифтовой долиной с крупным неовулканическим хребтом, имеющим максимальные высоту и ширину в зонах пересечения рифт–трансформ, что указывает на расфокусированный характер подосевого апвеллинга астеносферной мантии и приуроченность центров магматизма к зонам наибольшей трещиноватости литосферы. На флангах сегмента развиты межразломные хребты, возникшие при расколе медианного хребта линзовидной формы, первоначально образовавшегося при заложении разлома Пушаровского и существовавшего как неспрединговый блок. Их главным структурным элементом являются палеоспрединговые центры, возникшие на месте предшествующих им впадин растяжения.

5. Сегменты третьего типа характеризуются широкой рифтовой долиной с крупными неовул-

каническими поднятиями. В их осевой зоне имеется не менее двух центров магматизма, один из которых локализуется над возможной апикальной частью подосевого диапира астеносферной мантии, другой – в одной из двух зон пересечения рифт–трансформ. На восточном фланге сегментов формируются межразломные хребты, состоящие из соразмерных овальных поднятий, сменяющих друг друга вдоль хребта, на их западном фланге располагаются редко расположенные рифтовые горы, образованные бывшими неовулканическими поднятиями. Овальные поднятия – это структуры, сложенные серпентинизированными перидотитами при участии базальтов, долеритов и габбро, как мы предполагаем, сформировавшиеся при подъеме днища рифтовой долины.

Эти сегменты классифицированы нами как спрединговые ячейки, возникающие и развивающиеся в условиях дефицита магматического материала.

6. Спрединговый сегмент между разломами Архангельского и Долдрамс, отнесенный к первому типу сегментов, состоит из двух спрединговых ячеек, разделенных нетрансформным смещением 8.50° , и одновременно обладает общим более интенсивным центром магматизма, приуроченным к зоне нетрансформного смещения, в которой сформировалось несколько крупных вулканов центрального типа. Нетрансформное смещение является зоной повышенной проницаемости литосферы, вероятно, стимулирующей декомпрессионное плавление более легкоплавкой мантии, которая может находиться в данном сегменте в виде локальных мантийных неоднородностей.

7. На западном фланге в северной части сегмента между разломами Архангельского и Долдрамс сформировался блок аномально высоких рифтовых гор, который по своему положению, размерам, превышению над дном рифтовой долины и значениям аномалий Буге близок к таковым у ВОК. Возможно, данный участок дна представляет один из начальных этапов формирования внутреннего океанического комплекса.

8. Одновременно с преобладающими структурами ортогональными спредингу встречаются вулканические структуры косога простирания. Среди данных вулканических структур находятся мелкие неовулканические хребты, приуроченные к разрывным нарушениям, и крупные неовулканические и рифтовые хребты северо-западного простирания, тяготеющие к южной части мегатрансформа Долдрамс. Мы предполагаем, что простирание таких вулканических хребтов является результирующей величиной между направлением трещины, ортогональной спредингу, и трещины гидроразрыва, направление которой задается направлением возможного субгоризон-

тального подлитосферного потока мантийного материала, перемещающегося в северо-западном направлении со стороны области более высоких температур верхней мантии, которая находится к югу от мегатрансформа Долдрамс.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” (Россия) за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях во время 45-го рейса в 2019 г. Авторы благодарны рецензентам проф. Е.П. Дубинину (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) и д. г.-м. н. Г.Л. Лейченкоу (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) за полезные комментарии, которые позволили улучшить статью, и признательны М.Н. Шуплецову за редактирование и подготовку рукописи статьи.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН № 0135-2019-0050 при частичной финансовой поддержке гранта № 18-55-7806.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А.* Статистическая оценка вариаций состава и P - T условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное строение // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 2. С. 1–22.
2. *Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А.* Модель аккреции океанической коры и ее геодинамические следствия. — В кн.: *Жизнь Земли*. — Под ред. В.А. Садовниченко, А.В. Смурова — М.: МГУ, 2010. Вып. 32. С. 53–83.
3. *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.
4. *Сколотнев С.Г.* Регулярные и региональные вариации состава и строения океанической коры и структуры океанического дна Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики. — Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: ГИН РАН, 2015. 59 с.
5. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. и др.* Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта к югу от разлома Мартин Вас (Южная Атлантика) // *Геотектоника*. 2009. № 5. С. 25–49.
6. *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.
7. *Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика* / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1991. 224 с.
8. *Сушецкая Н.М.* Толейтовый магматизм Индо-Атлантического сегмента Земли. — Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. 56 с.
9. *Тевелев Ал.В.* Структурная геология и геологическое картирование. — М.: ГЕРС, 2012. 292 с.
10. *Abelson M., Agnon A.* Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation // *Earth. Planet. Sci. Let.* 1997. Vol. 148. P. 405–421.
11. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briaies A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodesy*. 2012. Vol. 86. P. 499–520.
12. *Boschi C., Früh-Green G.L., Escartín J.* Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc-and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: An overview // *Ophioliti*. 2006. Vol. 31. No. 2. P. 129–140.
13. *Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K. et al.* Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1997. Vol. 385. P. 329–332.
14. *Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al.* Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // *Geology*. 2006. Vol. 3. No. 7. P. 605–608.
15. *Dick H.J.B., Tivey M.A. and Tucholke B.E.* Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: oceanic core complex at Kane Megamullion, $23^{\circ}30'$ – N , $45^{\circ}20'$ – W // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. No. 5. Q0501. <https://doi.org/10.1029/2007GC001645>
16. *Escartin J., Smith D.K., Cann J. et al.* Central role of detachment faults in accretion of slow-spread oceanic lithosphere // *Nature*. 2008. Vol. 455. P. 790–794.
17. *Grindlay N.R., Fox P.J., Vogt P.R.* Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge ($25^{\circ}S$ – $27^{\circ}30'S$) from sea beam and magnetic data // *Journ. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. No. B5. P. 6983–7010.
18. *Hekinian R., Juteau T., Gracia E. et al.* Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: the St. Paul Fracture Zone region // *Marine Geophys. Res.* 2000. Vol. 21. P. 529–560.
19. *Hooff 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° – $35^{\circ}N$ // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. No. B4. P. 8205–8226.
20. *Klein E.M., Langmuir Ch.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. No. B8. P. 8089–8115.
21. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B.* Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 11–14.
22. *Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al.* Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1990. Vol. 344. P. 627–632.
23. *MacDonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R.* A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge axis discontinuities // *Nature*. 1988. Vol. 335. P. 217–225.
24. *Maia M., Sichel S., Briaies A. et al.* Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault // *Nature Geosci.* 2016. Vol. 9. P. 619–624.
25. *Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu., Turko N.N., Dobrolyubova K.O.* Seafloor topography and structure of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge between 5° and $7.18^{\circ}N$ // *Russian J. Earth Sciences*. 2001. Vol. 3.

- No. 5. P. 353–370. URL: <http://rjes.agu.org/v03/TJE01071/TJE01071.htm>
26. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No. B5. P. 10039–10054.
 27. Schilling J., Hanan B., McCulli B. et al. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. No. B6. P. 12005–12028.
 28. Schilling J., Ruppel C., Davis A.N. et al. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge-Inferences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. No. B8. P. 10057–10076.
 29. Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., Humphris S. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // *Nature*. 1985. Vol. 313. P. 187–191.
 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. Tolstoy M., Harding A.J., Orcutt J.A. Crustal thickness along the ridge axis of the southern Mid-Atlantic Ridge. Bull's eye gravity anomalies and focused accretion // *Science*. 1993. № 262. P. 726–729.
 32. Woodcock N.H. and Fischer M. Strike-slip duplexes // *J. Struct. Geol.* 1986. Vol. 8. P. 725–735.

Structure of the Mid-Atlantic Ridge Spreading Segments between the Arkhangelsky and Bogdanov Transform Faults (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, bld. 7, Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia*

^b*Imarine Sciences Institute (ISMAR) CNR, bld. 101, Via Gobetti, 40129 Bologna, Italy*

*e-mail: sg_skol@mail.ru

This article presents new data on the study of the Doldrums megatransform located in the northern part of the Equatorial Atlantic (6.5°–9° N), which consists of four transform faults with large offsets – the Doldrums FZ, Vernadsky FZ, Pushcharovsky FZ and Bogdanov FZ. Based on the results of the bathymetric survey of oceanic floor carried out by a multibeam echosounder during the 45th cruise of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov, several types of spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) displaced by the above transform faults were identified. Depending on the depth position of the axial spreading zone, the structure of the segments varies from typical for slow-spreading ridges to intratransform spreading centers. The shallowest spreading segments south of the Bogdanov FZ and north of the Vernadsky FZ are arranged as spreading cells with small neovolcanic ridges and rift hills in combination with oceanic core complexes on both flanks of the MAR. The deepest intratransform spreading center was formed between the two branches of the Pushcharovsky double fault and is characterized by the largest neovolcanic ridge, nonstationarity, and the formation of new spreading centers at the site of pull apart basins arising under the action of tensile forces directed to the intratransform ridge of Pushcharovsky FZ. Segments intermediate in depth and structure were formed between the Vernadsky, Pushcharovsky and Bogdanov FZs. They are characterized by large neovolcanic ridges in the axial zone and an asymmetric structure of the flanks: oval rises were formed on their eastern flanks, consisting largely of serpentinized ultramafics, and on the west, there are sparsely located rift ridges – former neovolcanic ridges. We analyzed the structures oblique relative to the direction of spreading and which are widespread in the study region, and considered the possible reasons for the appearance of these structures in the Equatorial Atlantic.

Keywords: Equatorial Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, megatransform Doldrums, transform fault, spreading segment, intratransform spreading centre, ocean floor morphostructures, bathymetric survey, multibeam echosounder