
Научные статьи

УДК: 551.242

DOI: 10.31431/1816-5524-2023-1-57-6-20

ЭКСТУМАЦИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И НИЖНЕЙ КОРЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

©2023 Ю.Н. Разницын

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН,
Москва, Россия, 119017*

Поступила в редакцию 28.08.2022 г.; после доработки 28.12.2022 г.; принята в печать 30.03.2023 г.

В статье приведены примеры экстумации пород верхней мантии и нижней коры в различных областях Атлантического океана и механизмов вывода этих глубинных образований в верхние горизонты коры в области перехода от континента к океану, в областях океанических поднятий и трогов, в гребневой части медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта (САХ). Последняя рассматривается, в том числе, на основе оригинальных данных, полученных во время многолетних геолого-геофизических исследований в Центральной Атлантике на научно-исследовательском судне «Академик Николай Страхов». Основное внимание уделено внутренним океаническим комплексам (ВОК), являющимися потенциальными объектами для добычи полиметаллических сульфидных руд и природными лабораториями для изучения процессов рудогенеза океанической литосферы и образования abiогенных углеводородов. Показано, что вывод глубинных пород на дно Центральной Атлантики имел место на всем протяжении истории ее раскрытия, начиная с рифтогенеза континентальной литосферы в раннем мелу и заканчивая становлением ВОК в осевой части САХ на современном этапе. Сделаны выводы о том, что экстумация пород верхней мантии и нижней коры является ярким проявлением тектонической расслоенности литосферы Центральной Атлантики.

Ключевые слова: верхняя мантия, кора, экстумация, ВОК, спрединг, серпентинизация, расслоенность.

ВВЕДЕНИЕ

В экспедиции на судне «Бигль» (1831–1836) в архипелаге Сан-Паулу Ч. Дарвином вопреки ожиданиям встретить там базальты были обнаружены ультраосновные милониты (Дарвин, 1908). С течением времени перидотиты и габброиды были обнаружены в областях перехода континент-океан, в районах океанических поднятий и трогов на склонах Срединно-Атлантического хребта (САХ) и в его гребневой зоне (Мазарович, 2000). К концу 1990-х гг. стало возможным выполнить обобщение всех известных в Атлантике выходов перидотитов и условий их серпентинизации в различных геодинамических обстановках (Дубинин, Свешников, 1999).

Породы верхней мантии и нижней коры, встреченные в гребневой части САХ — в зонах трансформных разломов и в рифтовой долине оказались в центре внимания исследователей и получили название «внутренние океанические комплексы» (ВОК). Это название (в англоязычном варианте — «oceanic core complexes» или OCC) вошло в литературу в конце 1990-х гг. (Cann et al., 1997), хотя о существовании этого феномена стало известно задолго до внедрения этого термина в мировую геологическую практику. Эти комплексы являются блоками глубинных пород, поднятых вдоль пологих разломных зон, которые выводят на поверхность морского дна медленно-спрединговых хребтов породы верхней мантии и нижней коры. К настоящему времени между экватором и

53° с.ш. российскими и зарубежными экспедициями выявлено не менее нескольких десятков ВОК (Бортников и др., 2022; Blackman et al., 2009), и количество их со временем постоянно растет. Они в значительной степени определяют архитектуру медленно-спредингового САХ. Большой вклад в изучение ВОК внесли геолого-геофизические исследования трансформных разломов Центральной Атлантики (рис. 1) в экспедициях Геологического института РАН на научно-исследовательском судне «Академик Николай Страхов» в период 1986–2000 гг. и продолжают в настоящее время

Анализ распределения ВОК в различных районах гребневой зоны САХ показал, что породы верхней мантии и нижней коры эксгумированы на поверхность морского дна в узлах пересечений трансформных разломов с рифтовой долиной, в рифтовой долине вне трансформных разломов и в областях ее нетрансформных смещений. Рассмотрим наиболее типичные примеры ВОК, показывающие все их разнообразие.

ВОК В УЗЛАХ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ С РИФТОВОЙ ДОЛИНОЙ

Зона разлома Зеленого Мыса (рис. 1) пересекает САХ приблизительно 15° с.ш. (отсюда другое его название — разлом 15.20) и смещает его ось на 190 км. Данные геологического карти-

рования внутреннего углового поднятия (Inside Corner High) в районе пересечения разлома и южного сегмента рифтовой долины свидетельствуют о том, что магматизм здесь редуцирован, а процессы надвигообразования интенсивны (Пушаровский и др., 1988). Наблюдениями с подводного обитаемого аппарата (ПОА) «NAUTILE» подтверждено чешуйчато-надвиговое строение этого поднятия и наличие здесь инвертированного разреза коры и верхней мантии (Силантьев, 1995). Серпентинизированные гарцбургиты слагают верхнюю часть разреза поднятия горы Дмитриева. Пробуренная здесь скв. IODP 1272 (15°5'39.9" с.ш., 44°58'17.7" з.д., глубина проникновения 75 м) показала наличие многочисленных субгоризонтальных разломов (Kelemen et al., 2007). Самые верхние 55 м скважины представляют собой тектоническую брекчию, состоящую из сильно тектонизированных до состояния глины серпентинитов, в которые заключены глыбы (до 5 м в поперечнике) гарцбургитов, диабазов и габброидов (Leg 209..., 2003). В нижней трети склона, обращенного к рифту, молодые рифтовые базальты совмещены с перидотитами по полого наклоненной на восток мощной (~300 м) тектонической зоне глубинного срыва (detachment fault). Зона маркируется выходами сильно милонитизированных и тектонизированных серпентинитов, и базальтов с вкрапленностью сульфидов. Еще одним аргументом в пользу надвиговой природы внутреннего

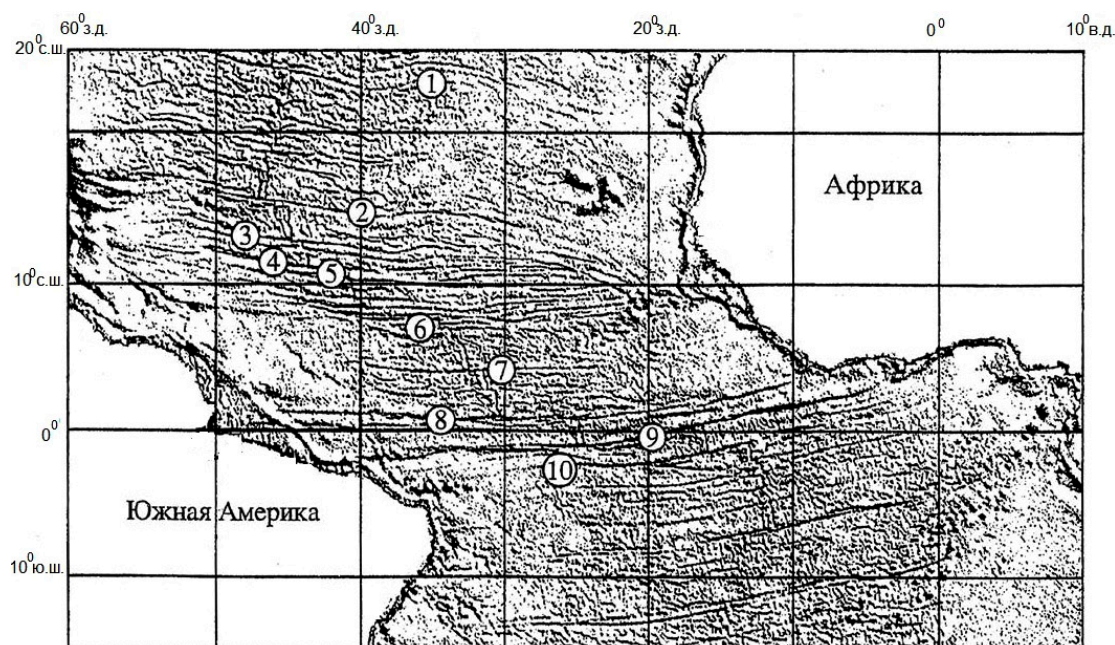


Рис. 1. Альтиметрия центральной части Атлантического океана, по (Sandwell, Smith, 1997). Цифрами обозначены разломы: 1 — Кейн; 2 — Зеленого Мыса; 3 — Марафон — Меркурий; 4 — Вима; 5 — Архангельского-Долдрамс; 6 — Богданова; 7 — Страхова; 8 — Сан-Паулу; 9 — Романш; 10 — Чейн.

Fig. 1. Altimetry of the central part of Atlantic Ocean, by (Sandwell, Smith, 1997). The numbers designate the transform faults: 1 — Kane; 2 — Cape Verde; 3 — Marathon — Mercury; 4 — Vema; 5 — Arkhangelsky-Doldrums; 6 — Bogdanov; 7 — Strakhov; 8 — San-Paulu; 9 — Romanche; 10 — Chain.

углового поднятия являются результаты изучения метагброидов, драгированных на его восточном склоне. Последние представлены микроплочатыми роговообманковыми сланцами, актинолититами и массивными амфиболитами. Р-Т-условия метаморфизма амфиболитов соответствуют интервалу температур 620°C–450°C при давлении 4–2 кбар (Силантьев, 1995). Последовательное понижение температур сопряжено с тектоническим перемещением блока высокотемпературных амфиболитов в верхние коровые горизонты. Именно к этой зоне приурочена крупная метановая аномалия 400 нл/л в придонных водах (Rona et al., 1992), а в серпентинизированных гарцбургитах и катаклазированных габброидах зафиксировано широкое развитие жильно-вкрапленной сульфидной минерализации и обнаружены массивные халькопирит-сфалерит-марказитовые руды, идентичные рудам «черных курильщиков» (Акимцев и др., 1991).

В пределах внешнего углового поднятия (Outer Corner High) в районе северного сочленения рифт-разлом Зеленого Мыса с борта ПОА «NAUTILE» закартирована куполообразная структура, расположенная в 30 км к западу от северного сегмента рифтовой долины (Matsumoto et al., 1998). Трассы погружений пересекали эту структуру от ее основания, примыкающего к разломной долине на глубинах порядка 4000 м, до вершины с отметками 2000 м. В низах разреза обнажаются милонитизированные габбро, а верхи сложены гарцбургитами и дунитами. Габбро и перидотиты выведены в верхнюю часть коры по полого наклоненному на восток, в сторону оси рифтовой долины, надвигу. Плоскость надвига, наблюдавшаяся на площади 100 м², представляет собой рифленое зеркало скольжения, состоящее из тектонических борозд (megamullion structure или corrugate surface), параллельных направлению спрединга и представляющих собой следы вывода на поверхность пород верхней мантии и нижней коры.

Мультитрансформная система Долдрамс (рис. 1) смещает САХ на 630 км между 39°5' и 34° з.д. и достигает в ширину 110 км; ее площадь составляет 29000 км² (Skolotnev et al., 2020). Сложная морфология системы определяется пятью трансформными разломами, разделенными четырьмя активными межразломными рифтовыми сегментами длиной 25–40 км, в которых выявлены несколько ВОК. Одна из таких структур, закартированная в пределах внутреннего углового поднятия в области сочленения рифт-разлом Долдрамс на 8.1° с.ш. (рис. 2), имеет куполообразную форму, простирается в меридиональном направлении на 25 км при ширине 18 км, возвышаясь над дном

рифтовой долины на 3000 м. Вершина купола располагается на глубине 1600 м. Восточный фланг ВОК, обращенный к рифтовой долине, рассечен системой пологих (15°) сбросов, наклоненных на восток. Драгировки поднятия принесли долериты, габбро, серпентинитовые сланцы и свежие рифтовые базальты. Цитируемые авторы полагают, что эксгумация глубинных пород на поверхность дна здесь, как и во многих других ВОК в медленно-спрединговом САХ, происходила по глубинным пологим срывам (detachment faults). При этом отмечается, что характерные для структур ВОК тектонические борозды (corrugate surface) в данном случае отсутствуют.

Самой северной разломной системой в Центральной Атлантике является система Чарли-Гиббс в северной Атлантике, протягивающаяся вдоль 52°–53° с.ш., смещение оси САХ по которой составляет 340 км. Система состоит из двух параллельных трансформных долин, разделенных межразломным хребтом и внутри-трансформным спрединговым центром протяженностью 40 км, шириной 15 км, и глубиной 4200 м, на обоих плечах которого были выявлены крупные ВОК (рис. 3) (Skolotnev et al., 2021). На детальных батиметрических картах видны тектонические борозды (corrugate surface), параллельные направлению спрединга — поверхностные следы вывода верхнемантийных и нижнекоровых пород, представленных катаклазированными гарцбургитами, дунитами, серпентинитовыми брекчиями, оливиновыми габбро, габбро-норитами, окисленными габбро, долеритами, на поверхность дна.

ВОК В СЕГМЕНТАХ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ ВНЕ ЗОН ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

В пределах сегмента рифтовой долины на удалении от района северного сочленения рифт-разлом Зеленого Мыса на 15 и 30 км было выполнено два трансекта с серией из 15 погружений ПОА «NAUTILE» (Matsumoto et al., 1998). На первом пересечении на дне рифтовой долины (4500 м) и на ее восточном борту до глубины 2500 м были закартированы только свежие рифтовые базальты. Западный борт оказался сложен (снизу вверх) габброидами, гарцбургитами и дунитами. На более северных пересечениях днище рифта и основание обоих его бортов сложено базальтами (4600–4000 м), а в верхних частях западных и восточных стенок рифта закартированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов. При этом особо подчеркивается наличие в перидотитах большого количества полого наклоненных в сторону оси рифтовой долины надвигов западной и восточной vergence и приуроченных к ним зон тектонических брекчий (Cannat et al., 1997).

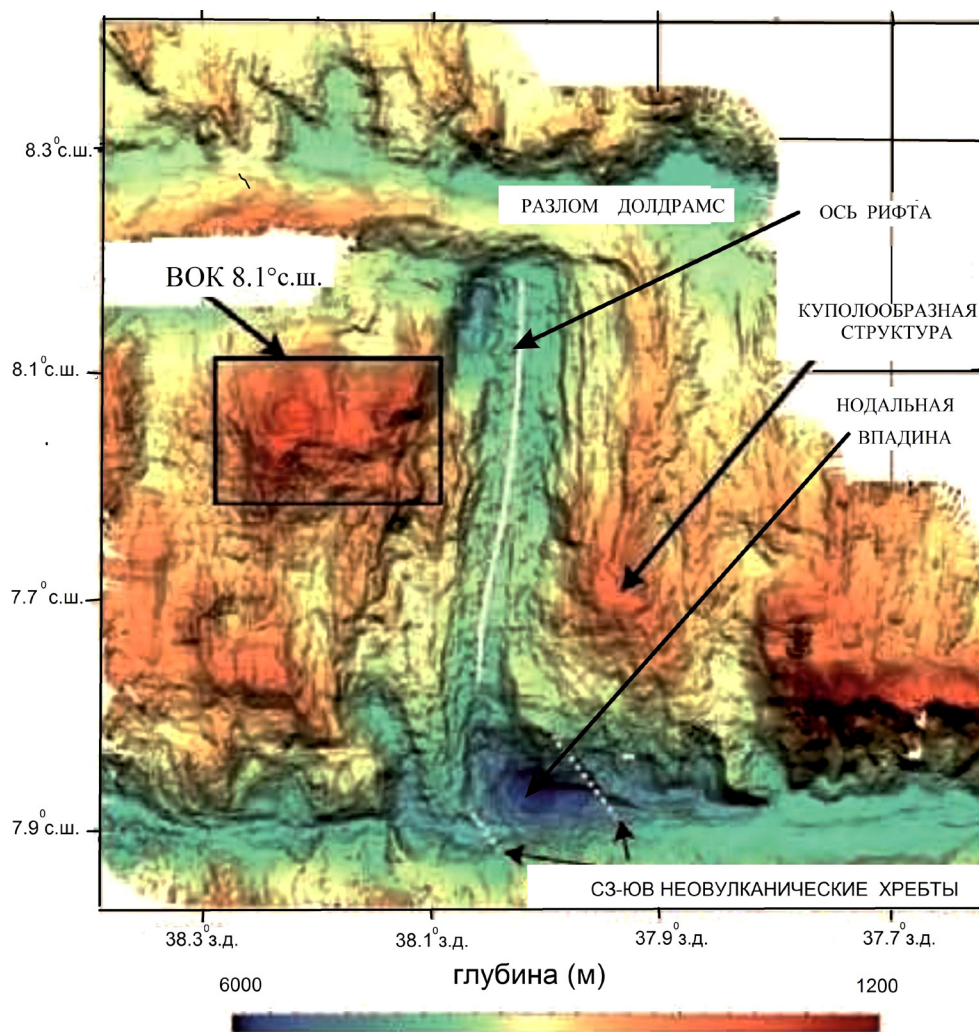


Рис. 2. Компиляция батиметрии района ВОК 8.1° с.ш. по (Skolotnev et al., 2020) с изменениями. Пояснения см. в тексте статьи

Fig. 2. Compilation of the bathymetry oceanic core complexes in the region at 8.1° N, by (Skolotnev et al., 2020) with changes. For explanations, see the text of the article.

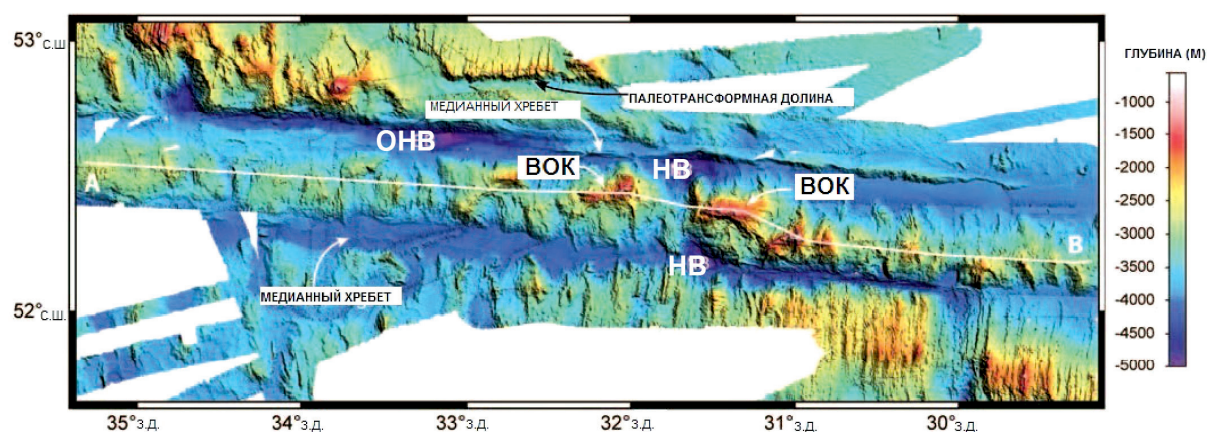


Рис. 3. Компиляция батиметрии разломной зоны Чарли-Гиббс, по (Scolotnev et al., 2021) с изменениями. ВОК — внутренние океанические комплексы; НВ — нодальная впадина; ОНВ — отмершая нодальная впадина. Белой линией показан батиметрический профиль вдоль межразломного хребта. Пояснения см. в тексте статьи.

Fig. 3. Compilation of the Charli-Gibbs fracture zone bathymetry of, by (Scolotnev et al., 2021) with modifocations. OCC — oceanic core complexes; NB — nodal basins; EB — extinct nodal basin. The white line indicates the location of the bathymetric profile along the interfault ridge. For explanations, see the text of the article.

По описаниям, приведенным в цитируемой работе, эти брекчии соответствуют серпентинитовому меланжу, широко распространенному в офиолитовых комплексах на суше: фрагменты серпентинизированных ультрамафитов, размером от 1 см до 1 м, заключены в матрикс рассланцованных серпентинитов, и мелких серпентинитовых обломков. Прослой таких брекчий имеют мощность в несколько десятков метров и более. Т.е. налицо типичная чешуйчатонадвиговая структура в ультрамафитах, хорошо известная в областях развития офиолитов на суше (Разницин, 2004). В этом же районе в основании западного борта рифтовой долины драгированы микроплочатые и массивные амфиболиты, ассоциирующие с серпентинитами и располагающиеся непосредственно под ними (Разницин, 2004). Такие соотношения характерны для подофиолитовых (базальных) комплексов, образование которых объясняется обдукционными процессами (Силантьев, 1995). Сква. ODP 1273–1275, пробуренные на западном склоне рифтовой долины, показали отсутствие «проникающих» (penetrative) деформаций, равномерно распределенных по всему объему верхнемантийных пород (Leg 209..., 2003). Напротив, они локализованы вдоль узких зон высокотемпературного течения, по которым впоследствии развивались хрупкопластические деформации. Сква. 1275 вскрыла несколько таких зон в интервалах 95–100, 125–135 и 140–145 м, приуроченных к пологим разломам (Leg 209..., 2003). Здесь же в водной толще над перидотитами зарегистрирована крупная метановая аномалия в 400 нл/л (Bougault et al., 1993).

К югу вдоль САХ от разлома Зеленого Мыса (рис. 1) на широте 14°45' с.ш. НПО «Севморгеология» в 1994 г. было открыто активное гидротермальное поле Логачев, располагающееся в восточном борту рифтовой долины, в краевой части крупного перидотитового массива, площадью около 400 км² (Batuev et al., 1994). По составу вмещающих пород, рудной специфике гидротермальных отложений и по наличию специфических водород-метановых аномалий в водной толще это поле в корне отличается от гидротермальных полей, связанных с базальтами и относится к новому, ранее не описанному типу (Черкашов, 2004), связанному с глубинной системой циркуляции (Богданов, 1997). Проведенное геологическое картирование фундамента поля Логачев показало, что перидотиты слагают крупную тектоническую пластину, по обрамлению которой прослеживаются фрагменты политермальных динамометаморфитов, образовавшихся в основном за счет габброидов в процессе тектонического становления массива (Перфильев и др., 1996). Аллохтонная природа

перидотитов подтверждается наличием пологих надвигов, закартированных при погружениях ПОА «Шинкай-6500» в основании восточного борта рифта на широте 14°43' с.ш. (Matsumoto et al., 1998). Именно к этой тектонически расслоенной части массива приурочена крупная метановая аномалия и многочисленные «черные курильщики». При этом сейсмичность в районе оси рифтовой долины практически отсутствует, но концентрируется восточнее, в пределах массива на глубинах 3–5 км под дном (Grevemeyer et al., 2013). Взбросовые механизмы очагов микроземлетрясений однозначно говорят об условиях сжатия, в которых и реализовалась чешуйчатонадвиговая структура массива.

Сегмент рифтовой долины, расположенный между 12°55' и 13°45' с.ш. характеризуется редуцированным магматизмом и вмещает многочисленные массивы ВОК, вмещающие такие крупные, сформированные на серпентинитовом фундаменте, гидротермальные поля, как Ашадзе и Ириновское, располагающиеся на западном борту рифтовой долины на 13°20' и 13°30' с.ш. (Escartin et al., 2017). Эти вытянутые в меридиональном направлении массивы длиной 7 и 12 км при ширине 8 км с тектоническими бороздами, параллельными направлению спрединга, сложены серпентинизированными перидотитами и габброидами, несущими следы хрупких деформаций и метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Массивы вмещают активные и неактивные гидротермальные поля с «черными курильщиками» и сульфидным оруденением.

В осевой части сегмента рифтовой долины, расположенной к югу от разлома Сьерра-Леоне (пересечение с САХ на широте 6°40' с.ш.) развиты глубокие и широкие рифтовые впадины, крупнейшей из которых является впадина Маркова (5.9° с.ш.), глубиной до 5 км. Здесь отчетливо проявлены процессы тектонического выведения на поверхность дна пород верхней мантии и нижней коры по наличию многочисленных поверхностей скольжения, дроблению и истиранию материала. К зонам тектонизации приурочены массивные сульфидные руды халькопиритового состава, образовавшиеся при метасоматическом замещении апогаббровых катаклазитов. За пределами оси впадины распространены изометричные в плане поднятия диаметром до 25 км и высотой до 1 км, отождествляемые с куполовидными структурами ВОК (Сколотнев, Пейве, 2015).

ВОК В ЗОНАХ НЕТРАНСФОРМНЫХ СМЕЩЕНИЙ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ

Особенностью сегмента САХ, расположенного непосредственно к югу от Азорского поднятия, между трансформными разломами

Пико и Хейс (38°–34° с.ш., Северная Атлантика), является наличие большого количества близко расположенных нетрансформных смещений рифтовой долины. В результате детальной батиметрической съемки с применением сонара бокового обзора здесь было закартировано десять таких структур (Gracia et al., 2000). К ним приурочены относительно крупные куполообразные массивы серпентинизированных перидотитов, простирающиеся косо по отношению к рифтовой долине и представляющие собой типичные ВОК. Ультраосновной состав пород массивов в пяти случаях подтвержден драгировками и погружениями обитаемых подводных аппаратов. Для остальных он предполагается по зафиксированным в водной толще интенсивным метановым аномалиям с низким отношением $\text{Mп}/\text{CH}_4$. Такие аномалии обычны для участков САХ, где в условиях медленного спрединга и слабо развитого базальтового магматизма образуется кора с широким распространением мантийных перидотитов (Дмитриев и др., 1999). Известные в пределах этих массивов активные гидротермальные поля Рэйнбоу и Салданья продуцируют интенсивные метановые факелы и сульфидные постройки «черных курильщиков», являясь ареной масштабного abiогенного синтеза метана (Леин, Сагалевич, 2000). Выведение ультрамафитов в верхние горизонты коры происходило по пологим, проникающим в верхнюю мантию глубинным срывам, к которым и приурочена разгрузка гидротермальных источников (Gracia et al., 2000).

ЭКСГУМАЦИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И НИЖНЕЙ КОРЫ В ПОПЕРЕЧНЫХ ХРЕБТАХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Первые же целенаправленные геологические работы по изучению трансформных разломов Центральной Атлантики (Мазарович, 1994) показали, что для всех разломов характерны асимметрия в распределении разных типов пород на противоположных бортах разломной долины, или иначе склонов поперечных хребтов, и отсутствие последовательности выделенных комплексов по простирацию этих структур. Поперечные хребты зоны разлома Зеленого Мыса, смещающего ось САХ на 190 км, можно рассматривать в качестве тектонотипа таких морфоструктур. Серпентинизированные ультрабазиты здесь встречаются на любой глубине в бортах рифтовой долины и могут неоднократно чередоваться с базальтами и габброидами (рис. 4) (Пушаровский и др., 1988). Большинство пород катаклазированы и милонитизированы. В перидотитах обычны структуры и текстуры твердопластического течения, будинач и рассланцевание. Пространственные соотношения пород и характер их деформаций свидетельствуют о широком проявлении тектонических процессов. Видимо, растяжение в разломной долине компенсируется сжатием в пределах обрамляющих ее с севера и с юга поперечных хребтов. Этот процесс приводит к образованию надвигов в зонах сжатия шириной 20–25 км, соответствующих поперечным

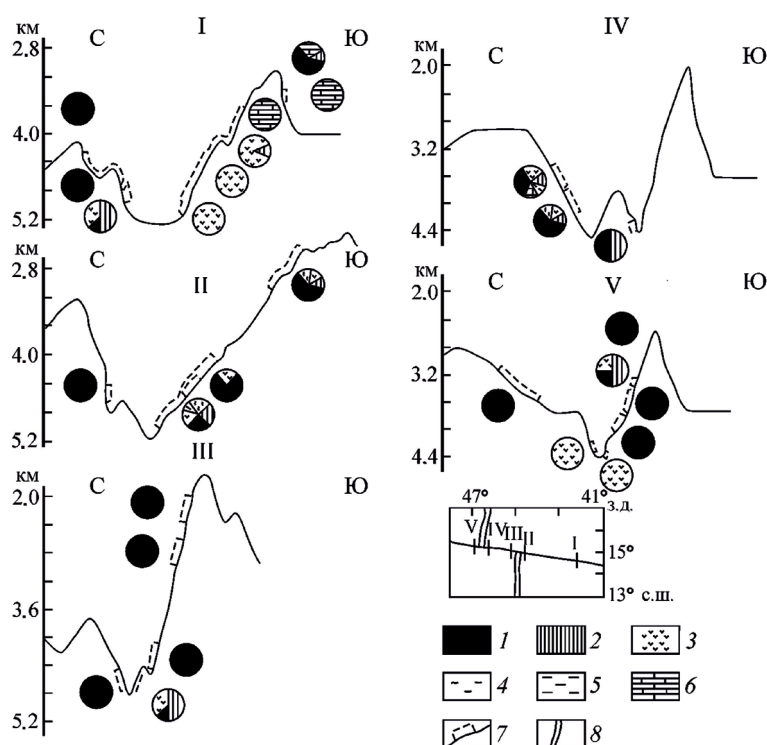


Рис. 4. Профили драгирования по различным сечениям зоны разлома Зеленого Мыса, по (Пушаровский и др., 1988): 1 — перидотиты, серпентиниты; 2 — габбро; 3 — базальты; 4 — метаморфические породы; 5 — метасоматиты; 6 — известняки; 7 — интервал драгирования; 8 — сегменты рифтовых долин.

Fig. 4. Dredging profiles on different cross-sections of the Cape Verde fracture zone, according to (Pushcharovsky et al., 1988): 1 — peridotites, serpentinites; 2 — gabbro; 3 — basalts; 4 — metamorphic rocks; 5 — metasomites; 6 — limestones; 7 — dredging interval; 8 — rift valley segments.

хребтам, и к тектоническому становлению пластин различных пород верхней мантии и нижней коры в их пределах.

Другая разновидность поперечных хребтов представлена в зоне разлома Вима (рис. 1), пересекающей САХ приблизительно по 11° с.ш. и смещающей его ось на 320 км. На северном склоне anomalно поднятого южного поперечного хребта разломной зоны Вима (Vema Transverse Ridge) по данным погружений ПОА «NAUTILE» (Auzende et al., 1989; Cannat et al., 1991) обнаружена редкая для Мирового океана «нормальная» последовательность пород океанической литосферы (снизу вверх по разрезу): верхнемантийные перидотиты, габбро, образования дайкового комплекса и базальты. Видимая мощность корового разреза (габбро, дайковый комплекс и базальты) составляет около 2000 м. Однако, анализ описания трасс погружений в работах указанных авторов, показал, что контакты между различными типами пород тектонические и полого наклонены в южном направлении (Разницин, 2001) (рис. 5). Встроении нижней части северного склона хребта принимают участие серпентинизированные мантийные перидотиты, переслаивающиеся с рассланцованными амфиболитами. Протолитом для амфиболитов служили габброиды, а их перекристаллизация имела место в условиях интенсивного стресса (Honnorez et al., 1984). Абсолютный возраст амфиболитов составляет 10 млн лет и отвечает времени формирования чешуйчато-надвиговой структуры южного поперечного хребта, сопровождавшегося эксгумацией глубинных пород на северном склоне южного поперечного хребта (Разницин, 2001). Судя по наклону всего

пакета надвиговых пластин на юг, движение масс при этом происходило в меридиональном направлении, с юга на север. Основным срыв при формировании чешуйчато-надвиговой структуры южного поперечного хребта был приурочен к области перехода кора-мантия в условиях интенсивного латерального стресса (Пейве и др., 2001).

Мультитрансформная система Сан-Паулу (рис. 1) протягивается от конуса выноса р. Амазонка в Южной Америке до побережья Западной Африки между экватором и 2° с.ш. и состоит из четырех параллельных разломных долин глубиной от 3700 до 4200 м и шириной около 10 км, разделенных межразломными хребтами с глубинами над ними менее 2000 м. По этой системе ось САХ смещена на ~580 км. Anomalно поднятая часть северного поперечного хребта самого северного разлома системы Сан-Паулу (рис. 1) – хребта Атоба – располагается в западной половине активного отрезка разлома и выступает на дневную поверхность в виде небольших островков (скалы) Св. Петра и Павла в координатах 0°50' с.ш., 29°20' з.д. (рис. 6). Строение, тектоническое положение и состав пород скал представляют особый интерес, поскольку это единственный в Мировом океане участок поперечного хребта зоны трансформного разлома, доступный непосредственному геологическому изучению (Maia et al., 2016). Комплекс пород, которыми сложены скалы, представлен шпинелевыми перидотитами и роговообманковыми милонитами. Оценки максимального дифференцированного стресса, сопровождавшего формирование милонитов, отвечают значениям 195–250 МПа, которые

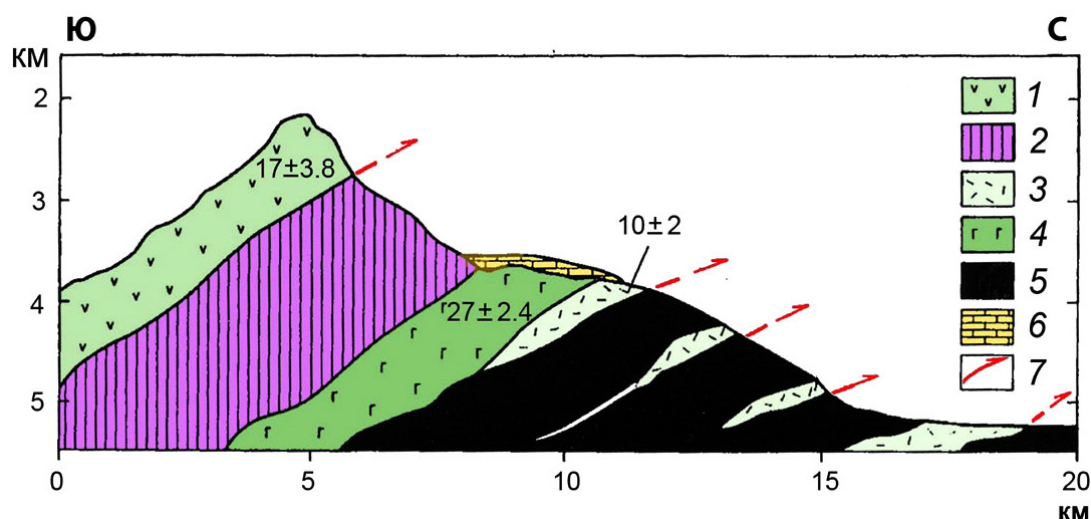


Рис. 5. Схематический геологический разрез южного трансверсивного хребта разлома Вима. 1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – амфиболиты; 4 – габбро; 5 – перидотиты; 6 – известняки (поздний миоцен); 7 – надвиги. Цифры – абсолютный возраст пород (млн лет).

Fig. 5. Schematic geological section of the southern transverse ridge of the Vema fault. 1 – basalts; 2 – sheeted dike complex; 3 – amphibolites; 4 – gabbros; 5 – peridotites; 6 – limestones (Late Miocene); 7 – thrusts. Figures – absolute age of rocks (mln years).

ЭКСГУМАЦИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

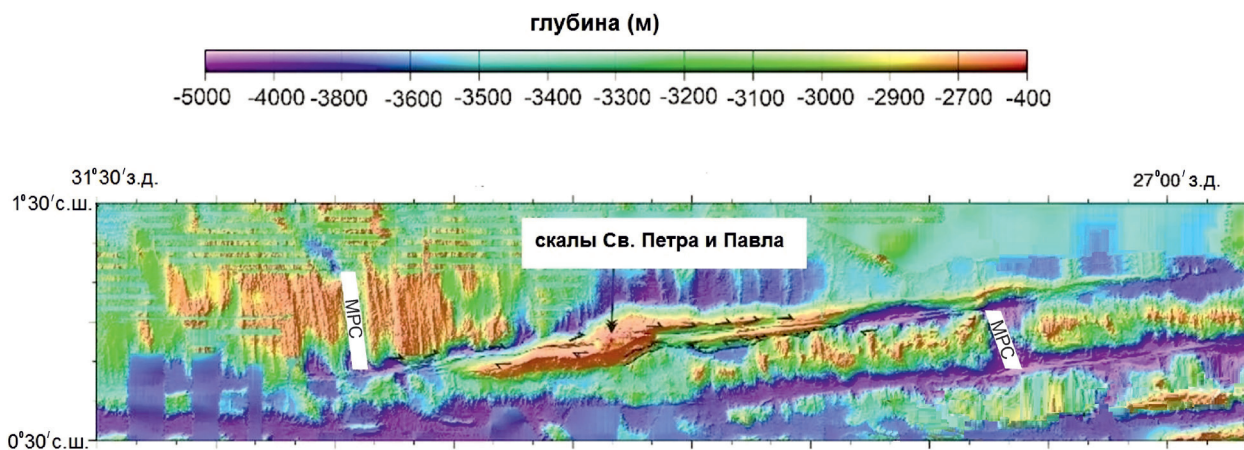


Рис. 6. Батиметрия района северного поперечного хребта мультитрансформной системы Сан-Паулу, по (Campos et al., 2021) с изменениями. Пояснения см. в тексте статьи.

Fig. 6. Bathymetry of the northern transverse ridge of San-Paulu multi-transform system, from (Campos et al., 2021) with modification. MPC — inter-fault rift segments. For explanations, see the text of the article.

соответствуют оценкам стресса в ультраосновных милонитах в подошвах крупных офиолитовых аллохтонов на суше (Денисова, 1991). Землетрясения с фокальными надвиговыми механизмами с магнитудой $M \geq 5$ и гипоцентрами на глубинах > 50 км зафиксированы непосредственно южнее вдоль всей аномально поднятой части северного поперечного хребта. При этом оси максимального горизонтального сжимающего стресса ориентированы в субмеридиональном направлении, перпендикулярно простиранию разлома (Campos et al., 2021). Эксгумация мантийных пород и воздымание рассматриваемой части северного поперечного хребта на уровень моря приурочены к рубежу 10 млн лет (Maia et al., 2016). В целом, вся мегатрансформная система Сан-Паулу кроме сдвиговой компоненты движения и сегодня находится под воздействием субмеридионального сжатия (Соколов, 2018).

Самый крупный разлом экваториальной Атлантики — Романш (рис. 1) протягивается приблизительно вдоль экватора и смещает ось САХ на 950 км, располагаясь в 180 км к югу от зоны разломов Сан-Паулу. Северный поперечный хребет разлома — наиболее грандиозная структура такого рода, прослеженная на расстояние более 700 км. Глубины над хребтом в отдельных местах не превышают 500–1000 м, что не согласуется с известной зависимостью глубины от возраста литосферы: они здесь на 4 км менее предсказанных моделью термальной контракции (Bonatti et al., 1991). Этот аномальный участок хребта, протяженностью более 100 км, располагается между 15° и 17° з.д., непосредственно напротив зоны сочленения разлома с южным сегментом рифта. Нижняя и средняя части южного склона хребта по данным драгирования сложены серпентинизированными перидотитами, габброидами и долеритами, а в основании склона раз-

виты серпентинитовые тектониты, содержащие обломки сильно деформированных габброидов и клинопироксенитов, — аналоги мономиктовых серпентинитовых меланжей офиолитовых ассоциаций (Разницын, 2004).

ЭКСГУМАЦИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И НИЖНЕЙ КОРЫ В МЕДИАННЫХ ХРЕБТАХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Характерной чертой многих трансформных разломов в Атлантике являются медианные хребты, расположенные внутри долин разломных зон. Они известны в разломах Чарли-Гиббс, Атлантик, Кейн, Зеленого Мыса, в мульти-трансформных системах Долдрамс, Сан-Паулу (рис. 1) и во многих других. Эти хребты представляют собой положительные формы рельефа протяженностью во многие десятки километров при относительной высоте в первые сотни метров. Они могут располагаться в любой части как активных, так и пассивных частей долин трансформных разломов. С этих морфоструктур были подняты все типы пород океанической коры и верхней мантии в различных пропорциях — от серпентинитов и перидотитов до базальтов (Разницын, 2004).

Типичный медианный хребет (протяженность около 14 км, ширина — 15–20 км, высота порядка 100 м) известен в разломе Атлантик (30° с.ш., Северная Атлантика), где он расположен на востоке его активной части. Его происхождение связывают с обстановкой транспрессии при сдвиговых напряжениях в трансформе, в результате чего были выведены на поверхность дна серпентиниты (Мазарович, 2000).

В мультиразломной системе Долдрамс (рис. 1) медианные хребты присутствуют во всех трансформных долинах. Они разделяют долины на два

сегмента, показывая большую изменчивость в размерах и морфологии. Крупный медианный хребет внутри долины разлома Долдрамс располагается по всей длине его активной части. По данным драгирования он сложен относительно свежими, несерпентинизированными перидотитами и окисленными габбро, сходными с породами поперечных хребтов системы Долдрамс (Skolotnev et al., 2020). Цитируемые авторы полагают, что медианные хребты мегатрасформной системы Долдрамс обязаны своим происхождением релаксации напряжений растяжения в нодальных впадинах.

Медианные хребты, присутствующие в активных частях трансформных разломов, наблюдаются и в некоторых пассивных частях этих структур. В качестве примера можно привести восточную пассивную часть разлома Вима (рис. 1). На удалении 1300 км от активной части к востоку от нее в разломной долине установлено наличие узкого и прямолинейного медианного хребта (Соколов, 2017). Этот хребет вытянут вдоль 10°42' с.ш. и его длина составляет не менее 100 км при ширине, не превышающей 4 км и высоте не более 500 м. Осадки на хребте отсутствуют. Такой узкий в поперечном разрезе хребет является аналогом медианных хребтов, обычно наблюдаемых в середине трогов активных частей трансформных разломов. Современная геодинамическая обстановка данного региона является транспрессионной. Условия транспрессии свойственны большинству пассивных частей разломов Атлантики (Соколов, 2017).

ЗОНА ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Граница между континентальной и океанической литосферами, находящаяся к западу от Иберийского полуострова (Северо-Восточная Атлантика) в районе Галицийской банки (200 км на запад от Иберийского полуострова), проходит

вдоль Перидотитового хребта этой банки, сложенного, в основном, милонитизированными перидотитами. Вывод пород верхней мантии на поверхность дна произошел в результате простого сдвига в режиме растяжения континентальной литосферы с образованием протяженного глубинного срыва или поверхности отслаивания (detachment fault или decollement), по которому глубинные образования были выведены в верхние горизонты коры. Сдвиговые деформации имеют синрифтовый возраст 122 млн лет (баррем), а более поздняя серпентинизация и вскрытие мантийных пород произошли перед началом спрединга, которое датируется возрастом в 114 млн лет (апт) (Книппер, Шараскин, 1998).

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ

Высокий подводный хребет Горриндж (36° с.ш., 11° з.д.), отделяющий абиссальную котловину Техо (38° с.ш., 11° з.д.) от котловины Хорсшу (35°30' с.ш., 13° з.д.), состоит из четырех литопластин габбро-базальтовой коры, надвинутых друг на друга в направлении с юго-востока на северо-запад (рис. 7). Движение пластин происходило по нижележащим серпентинитам, которые по надвигам неоднократно выжимались на поверхность дна в процессе медленного сжатия коры и литосферы, начавшегося 20 млн лет тому назад и продолжающегося вплоть до настоящего времени (Лобковский, 1988). Эти исследования подтвердили, что обширная область Атлантики к юго-западу от Иберийского п-ва, включая хребет Горриндж, сегодня находится в состоянии интенсивного сжатия, ориентированного в направлении СЗ-ЮВ и связанного с зарождающейся зоной субдукции в районе Гибралтарской островной дуги в условиях тектонической расчлененности океанической литосферы (Duarte et al., 2013).

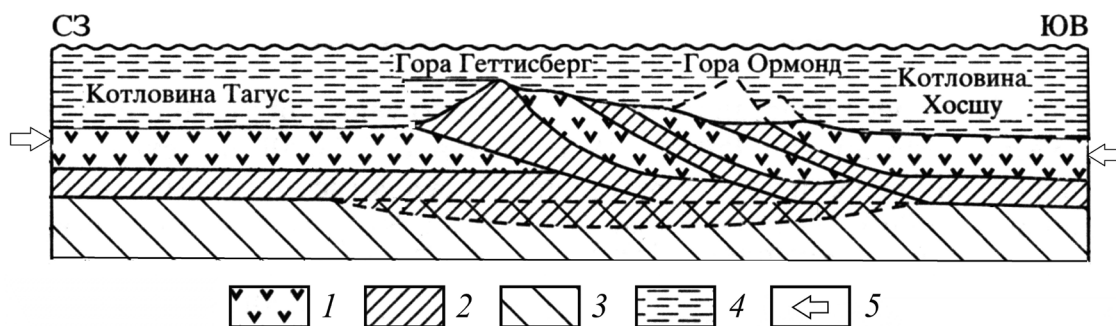


Рис. 7. Схема чешуйчато-надвигового образования хребта Горриндж., по (Лобковский, 1988) с изменениями: 1 — габбро-базальтовый слой коры; 2 — серпентинитовый слой коры; 3 — литосфера; 4 — вода океана; 5 — направление сжатия.

Fig. 7. Schematic of the slicing-and-thrusting formation of the Gorringer Ridge, by (Lobkovsky, 1988) with changes: 1 — gabbro-basalt crust layer; 2 — serpentinite crust layer; 3 — lithosphere; 4 — ocean water; 5 — compression direction.

На хребте Палмер, входящем в систему трога Кинг (43°40' с.ш., 22° з.д.), обнаружен почти полный разрез океанической коры: низы разреза сложены габбро, выше располагается «слой» параллельных даек (~1.5 км), а верхнюю часть разреза составляют базальты (300 м), перекрытые известняками раннеэоценового возраста (Добрецов и др., 1991). Этот блок «нормальной» океанической коры находится в разительном контрасте с блоком, расположенным всего в 15 км к западу, где почти весь разрез сложен перидотитами и габбро-амфиболитами. По данным наблюдений с ПОА «МИР» на различных участках склонов хребта в большом количестве были встречены серпентиниты, выявлено множество зон тектонизации и расланцованности пород (Сборщиков, Шебунин, 1992). Цитируемые авторы пришли к выводу о том, что хребет Палмер образовался как поднятие внутреннего угла в районе пересечения рифтовой долины с трансформным разломом в интервале времени 20–50 млн лет тому назад. Другими словами, хребет представляет собой эоцен-раннемиоценовый ВОК. Геологический профиль, приведенный в работе (Лавров, Бараш, 1976), иллюстрирует чешуйчато-надвиговое строение участка хребта Палмер: пластины серпентинитов разделены разновозрастными амфиболитами, верхняя часть которых древнее нижней (рис. 8).

ДИСКУССИЯ

Особенностью медленно-спредингового САХ является наличие многочисленных участков амагматичного «сухого» спрединга, в которых тектонические процессы преобладают над магматическими. При этом верхнемантийные и нижнекоровые породы оказываются выведенными в верхние горизонты коры осевой части хребта по пологим глубинным срывам с образованием тектонически расслоенных ВОК.

Многие из этих комплексов содержат активные гидротермальные поля, сформированные за счет серпентинизации перидотитов и проявляющие себя в виде метановых факелов «черных курильщиков» с высокими содержаниями водорода, abiогенного метана и его гомологов и нефтяных углеводородов (Дмитриев и др., 1999; Леин и др., 2000). В приустьевой области «черных курильщиков» формируются глубоководные полиметаллические сульфидные залежи. Эти залежи достигают десятков миллионов тонн и обогащены Cu, Zn, Pb, Ag, Au и другими химическими элементами (Богданов, 1997). Таким образом, ВОК являются потенциальными объектами для добычи полиметаллических сульфидных руд и природными лабораториями для изучения процессов рудогенеза океанической литосферы и образования abiогенных углеводородов.

Становление ВОК сопровождалось их тектоническим расслаиванием с образованием чешуйчато-надвиговых структур, нередко с формированием тектонических брекчий, аналогичных серпентинитовым меланжам, и образованием стресс-амфиболитов в основании тектонических пластин, сформировавшихся в условиях сжатия, которое является компенсацией растяжения в рифтовой долине.

По результатам исследований микросейсмичности под активным детачментом 13°20' с.ш. в узкой полосе непосредственно к западу от оси рифта режим растяжения резко сменяется на сжатие в ответ на изгиб литосферы на этом участке (Escartin et al., 2017). На наш взгляд, подобная картина может быть связана с компенсацией растяжения в рифтовой долине сжатием в самом начале процесса тектонического становления ВОК на ее западном борту. Известны ситуации, в которых деформации сжатия предполагаются даже в осях спрединга (Passerini, Zan, 1989). При этом отмечается, что фокальные механизмы землетрясений в рифтовых зонах, указывающие

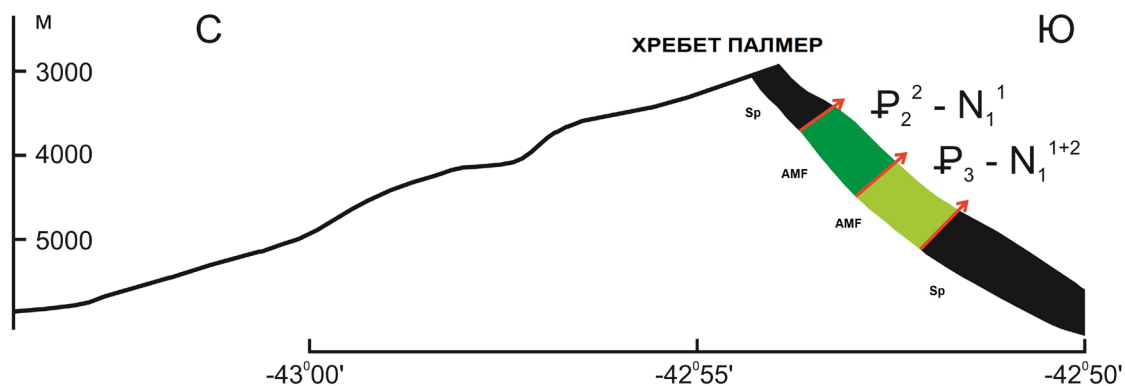


Рис. 8. Геологический профиль через хребет Палмер по меридиану 20° 10' з.д. по (Лавров, Бараш, 1976) с изменениями. Sp — серпентиниты; AMF — амфиболиты.

Fig. 8. Geological profile across the Palmer Ridge at the 20° 10' W meridian, by (Lavrov, Barash, 1976) with modifications. Sp — serpentinites; AMF — amphibolites.

на сжатие, крайне редки. И все же инверсионная тектоника здесь проявляется в закрытии гьяр и трещин, обычных для зон спрединга. Закрытие таких трещин, наблюдаемое в Исландии, свидетельствует о значительном укорочении литосферы, а, стало быть, и об имевших место эпизодах сжатия (Passerini, Zan, 1989). По измерениям напряженного состояния пород *in situ* в базальтах и других массивных образованиях Исландии, где ось САХ выходит на дневную поверхность, растяжение в латеральном направлении было зафиксировано только в зоне шириной всего ~2.5 км в северной части Центрального грабена (Passerini, Zan, 1989). К западу и к востоку от нее обнаружены уже сжимающие напряжения, ориентированные перпендикулярно к зияющим трещинам, которые связаны с процессом спрединга, и в несколько раз превышающие величину геостатического давления, рассчитанного от веса пород (Кропоткин, Ларионов, 1977). Такие высокие напряжения нельзя отнести за счет влияния рельефа, и их следует рассматривать как имеющие тектоническое происхождение (Passerini, Zan, 1989).

Что касается поперечных хребтов зон трансформных разломов, то в большинстве случаев вывод глубинных пород к поверхности дна обусловлен геодинамикой внутри самих зон — компенсацией растяжения в трансформных долинах сжатием в обрамляющих поперечных хребтах на фоне сдвиговых перемещений с образованием структур типа обдуктивных. Формирование и окончательное становление аномально поднятых участков поперечных хребтов крупнейших трансформных разломов Атлантики Вима, Сан-Паулу и Романш (рис. 1) имеет свои особенности и происходило в два этапа. Первый включает в себя выведение глубинных пород в верхнюю часть литосферы по надвигам с движением масс в меридиональном направлении, с юга на север, вдоль оси САХ, и занимает очень короткий промежуток времени, соответствующий рубежу 10 млн лет.

Второй характеризуется контрастными крупноамплитудными вертикальными движениями в интервале времени 10–3 млн лет. Из всего сказанного следует, что надвиговые дислокации в пределах аномальных участков поперечных хребтов никоим образом не связаны со спредингом, а их причину следует искать не только в геодинамике зон трансформных разломов, но и вне областей современного Атлантического океана (Книппер, Разницин, 2008). Одной из таких областей, где предмессинские (>7.25 млн лет) движения и деформации отчетливо проявлены, является западная часть Средиземноморья. Деформации в этой области связаны с дрейфом африканского континента на север и раздавливанием обширной области, располагавшейся вдоль

северной окраины африканского шельфа. В это же время происходит полное закрытие Средиземноморского бассейна и вызванное сжатием формирование грабенов в Эгейском море. С этим же временем связано возникновение Гибралтарской перемычки и начало осушения Западного и Центрального Средиземноморья (Книппер, Разницин, 2008).

Среди перидотитов мультитрансформной системы Долдрамс по петрологическим и геохимическим данным выделено три типа реститов (Sani et al., 2020): первый — реститы, отдавшие 10–14% расплава в ходе частичного плавления мантии в условиях переходных между шпинелевой и гранатовой фациях; второй — реститы, подвергшиеся взаимодействию с мантийными толеитовыми расплавами в условиях высокой пористости мантии и при большом соотношении расплав/порода, при этом в породе кристаллизуется плагиоклаз. Такие типы характерны для перидотитов поперечных хребтов; третий — реститы, подвергшиеся в условиях низкой пористости воздействию ультрадеплетированных расплавов, при этом в породе кристаллизуется клинопироксен. Ультрадеплетированные расплавы возникают при частичном плавлении мантии ранее уже подвергшейся частичному плавлению. Условия для такого переплавления возникают во внутритрансформных спрединговых центрах мультитрансформы Долдрамс возникающих в ходе сложной истории его развития (Sani et al., 2020).

В работе (Ciazella et al., 2015) ультраосновные породы ВОК медленно-спрединговых хребтов справедливо рассматриваются в качестве продуктов верхней мантии «*in situ*», представляющих собой новый класс абиссальных перидотитов, отличающихся от перидотитов трансформных разломов. Эти отличия, как и в системе Долдрамс, заключаются в кристаллизации плагиоклаза в первых и клинопироксена во вторых.

Вероятно, выявленные особенности свойственны вообще перидотитам Атлантики, как в составе ВОК, так и эксгумированных в поперечных хребтах. Кроме того, в перидотитах, выведенных на поверхность дна в зонах трансформных разломов, отсутствуют проявления сульфидной минерализации, столь обычные для пород ВОК. Из всего вышесказанного следует очевидный вывод, что породы верхней мантии трансформных разломов не следует рассматривать в качестве ВОК. Надо отметить, что в литературе нередко доминирует иная точка зрения, например, например (Miranda et al., 2000; Motoki et al., 2009).

ВЫВОДЫ

1. Эксгумация верхнемантийных и нижнекоровых пород происходила на протяжении

всей истории раскрытия Атлантики, начиная с этапов рифтогенеза континентальной литосферы в раннем мелу на границе океан-континент и заканчивая становлением ВОК в осевой части САХ на современном этапе.

2. В районах пересечений трансформных разломов с рифтовой долиной, в сегментах рифтовой долины вне трансформных разломов, и в зонах ее нетрансформных смещений эксгумация глубинных пород осуществляется по пологим глубинным срывам (detachment faults) в процессе «сухого» спрединга при дефиците бюджета магмы. При этом растяжение в рифтовой долине компенсируется сжатием и тектоническим становлением на ее бортах ВОК в виде покровных структур.

3. Надвиговые дислокации и эксгумация глубинных пород в пределах большинства поперечных хребтов трансформных разломов не связаны со спредингом, а обусловлены геодинамикой самих разломных зон: растяжение в трансформных долинах компенсируется сжатием в обрамляющих поперечных хребтах с образованием структур типа обдуктивных.

4. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры в аномально поднятых участках поперечных хребтов разломов Вима, Сан-Паулу и Романш обусловлена сжатием и выведением глубинных пород в верхнюю часть литосферы по надвигам с движением масс в субмеридиональном направлении, с юга на север, на рубеже 10 млн лет. Этот этап находит свое отражение в предмессинских дислокациях в обрамлении Западного Тетиса и является отражением глобальной эпохи неотектонического развития Земли.

5. Эксгумация глубинных пород в медианных хребтах происходит в условиях транспрессии и связана с результатом действия как растяжения так и сжатия при сдвиговых напряжениях в трансформе, в результате которых на поверхность дна трансформных долин выводятся блоки перидотитов и серпентинитов, либо породы полосчатой серии — габброиды, троктолиты, анортозиты с кумулятивными структурами.

6. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры в Центральной Атлантике является ярким проявлением тектонической расслоенности ее литосферы.

Автор выражает глубокую признательность С.Ю. Соколову и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и советы, высказанные по содержанию статьи.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН FMMG-2022-0003 «Мезомасштабные структуры океанического дна: строение, состав, происхождение, рудообразование» (руководитель — А.А. Пейве)

- Акимцев В.А., Шарапов В.Н., Колобов В.Ю. и др.* Гидротермальная активность зоны сочленения Срединно-Атлантического хребта с трансформным разломом Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ РАН, 1991. С. 37–50 [*Akimtsev V.A., Sharapov V.N., Kolobov V.Yu. et al.* Hidrotermalnaya aktivnost zony sochleneniya Sredinno-Atlanticheskogo hrebta s transformnym razlomom Zelenogo Mysa // Geologicheskie issledovaniya v Central'noj Atlantike. Novosibirsk: OIGGMRAN, 1991. P. 37–50 (in Russian)].
- Богданов Ю.А.* Гидротермальные рудопроявления Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с. [*Bogdanov Yu.A.* Hidrotermalnye rudopryavleniya Sredinno-Atlanticheskogo hrebta. Moscow: Nauchnyj mir, 1997. 167 p. (in Russian)].
- Бортников Н.С., Шарков Е.В., Силантьев С.А. и др.* Разновозрастные цирконы и их изотопный состав (Hf, O) в породах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: свидетельства неоднократного плавления гетерогенной мантии и эпизодической аккреции океанической коры в зоне спрединга // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 3–30 [*Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Silantyev S.A. et al.* Multiple melting of a heterogeneous mantle and episodic accretion of oceanic crust in a spreading zone: zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence from an oceanic core complex of the Mid-Atlantic ridge // Petrology. 2022. T. 30. № 1. P. 3–30].
- Дарвин Ч.* Дневник Чарльза Дарвина во время путешествия вокруг света на корабле Бигль // Иллюстрированное собрание сочинений Чарльза Дарвина. Т. 2. М.: Издание Ю. Лепковского, 1908. 373 с. [*Darwin Ch.* Charles Darwin's Beagle Diary // Illustrated collection of Charles Darwin works. V. 2. Moscow: Yu. Lepkovsky publishing, 1908. 373 p. (in Russian)].
- Денисова Е.А.* Ультраосновные милониты о. Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // ДАН. 1991. Т. 319. № 5. С. 1167–1172 [*Denisova E.A.* Ul'traosnovnye milonity o. San-Paulu (Ekvatorial'naya Atlantika) // Doklady Earth Sciences. 1991. V. 319. № 5. P. 1167–1172 (in Russian)].
- Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др.* Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 511–519 [*Dmitriev L.V., Bazylev B.A., Borisov M.V. et al.* Hydrogen and methane formation with serpentization of mantle hyperbasite of the Ocean and oil generation // Russian Journal of Earth Sciences. 1999. V. 1. № 6. P. 511–519 (in Russian)].
- Добрецов Н.А., Зоненшайн Л.П., Казьмин М.И. и др.* Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1991. № 8. С. 141–145 [*Dobretsov N.A., Zonenshajn L.P., Kazmin M.I. et al.* Razrez okeanicheskoy kory troga King (Central'naya Atlantika) // Izvestia AN SSSR. Seriya geologicheskaya. 1991. № 8. P. 141–145 (in Russian)].
- Дубинин Е.П., Свешников А.А.* Геодинамические обстановки серпентинизации перидотитов в

- пределах океанской литосферы // Международная научная конференция (Школа) по морской геологии. М.: ИО АН СССР, 1999. Т. 2. С. 128–131 [Dubinin E.P., Svishnikov A.A. Geodinamicheskie obstanovki serpentinizatsii peridoitov v predelakh okeanskoj litosfery // Mezhdunarodnaya nauchnaya konferenciya (Shkola) po morskoy geologii. Moscow: IO ANSSSR, 1999. V. 2. P. 128–131 (in Russian)].
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31 [Knipper A.L., Sharaskin A.Ya. Eksgumatsiya porod verhnjej mantii i nizhnej kory pri riftogeneze // Geotektonika. 1998. № 5. P. 19–31 (in Russian)].
- Книппер А.Л., Разницин Ю.Н. Синхронность сжатия в литосфере Центральной Атлантики и Западного Тетиса на границе тортон-мессиний // Геотектоника. 2008. № 1. С. 27–37 [Knipper A.L., Raznitsin Yu.N. Synchronism in compression of the Lithosphere in the Central Atlantic and Western Tethys at the Tortonian-messinian transition // Geotectonics. 2008. V. 42. № 1. P. 21–30].
- Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–25 [Kropotkin P.N., Larionov L.V. Sovremennoe napryazhennoe sostoyanie zemnoj kory i mekhanizm vznikuveniya zon rastyazheniya i riftov na fone global'nogo szhatiya // Osnovnye problemy riftogeneza. Novosibirsk: Nauka, 1977. P. 19–25 (in Russian)].
- Лавров В.М., Бараш М.С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 5–12. [Lavrov V.M., Barash M.S. Tektonicheskie fazy v razvitii Sredinno-Atlanticheskogo hrebta // Izvestiya AN SSSR. Ser. geol. 1976. № 3. P. 5–12 (in Russian)].
- Лейн А.Ю., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Гричук Д.В. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383 [Lein A.Yu., Gurchuk E.G., Bogdanov Yu.A., Grichuk D.V. A New Type Of Hydrogen- And Methane-Rich Hydrothermal Solutions In The Rift Zone Of The Mid-Atlantic Ridge // Doklady Earth Sciences. 2000. V. 375A. P. 1391–1394].
- Лейн А.Ю., Сагалевич А.М. Курильщики поля Рейнбоу — район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44–53 [Lein A.Yu., Sagalevich A.M. Kuril'shchiki polya Rejnbou — rajon masshtabnogo abiogennogo sinteza metana // Priroda. 2000. № 8. P. 44–53 (in Russian)].
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двуярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с. [Lobkovsky L.I. Geodinamika zon spredinga, subdukcija i dvuharusnaya tektonika плит. Moscow: Nauka, 1988. 252 p. (in Russian)].
- Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике. // ДАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73. [Mazarovich A.O. The Tectonic Convergence of the Transform Faults in the Equatorial Atlantic // Doklady Earth Sciences. 1994. V. 335. № 1. P. 70–73].
- Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна // (Тр. ГИН РАН; Вып. 530). М.: Наука, 2000. 176 с. [Mazarovich A.O. Geological structure of Central Atlantic: fracture zones, volcanic edifices and deformations of the ocean floor // (Transaction of the Geological Institute. V. 530. Moscow: Scientific World, 2000. 176 p. (in Russian)].
- Пейве А.А., Савельева Г.Н., Симонов В.А. и др. Структура и деформации пограничной зоны перехода кора–мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35 [Peyve A.A., Saveleva G.N., Simonov V.A. et al. Structure and Deformations of mantle-crust transition framing zone at Vema transform fault, Central Atlantic // Geotectonics. 2001. № 1. P. 16–35 (in Russian)].
- Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183–199 [Perfilev A.S., Raznitsin Yu.N., Peive A.A. et al. MAR Rift Valley And Fifteen Twenty Fracture Zone Intersection: Magmatism And Structure // Petrology. 1996. V. 4. № 2. P. 168–183].
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31 [Pushcharovsky Yu.M., Peyve A.A., Raznitsin Yu.N. et al. Razlom Zelenogo Mysa: veshchestvennyj sostav porod i struktury (Central'naya Atlantika) // Geotektonika. 1988. № 6. P. 18–31 (in Russian)].
- Разницин Ю.Н. Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника. 2001. № 3. С. 80–87 [Raznitsin Yu.N. Stroenie i geodinamika yuzhnogo poperechnogo hrebta zony razloma Vima v Centralnoy Atlantike // Geotektonika. 2001. № 3. V. 80–87 (in Russian)].
- Разницин Ю.Н. Роль тектонического расслаивания литосферы в образовании гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 3–17 [Raznitsin Yu.N. The role of tectonic delamination of lithosphere for formation of hydrothermal fields and methane plumes related to the ultramafic rocks in the Atlantic ocean // Geotectonics. 2003. V. 37. № 6. P. 435–447 (in Russian)].
- Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. (Тр. ГИН РАН. Вып. 560). М.: Наука, 2004. 270 с. [Raznitsin Yu.N. Tectonic delamination of the lithosphere of the young oceans and paleobasins (Transaction of the Geological Institute. V. 560. Moscow: Nauka, 2004. 270 p. (in Russian)].
- Сборщиков И.М., Шебунин С.Ю. Структура Кингс-Трога как внутриплитного образования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 113–121 [Sborshchikov I.M., Shebunin S.Yu. Struktura Kings-Troga kak vnutriplitnogo obrazovaniya // Geotektonika. 1992. № 2. P. 113–121 (in Russian)].
- Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3. № 1.

- С. 24–36 [Silantev S.A. Metamorfizm v sovremennykh okeanicheskikh bassejnah // Petrologiya. 1995. V. 3. № 1. P. 24–36 (in Russian)].
- Силантьев С.А., Бортников Н.С., Краснова Е.А. и др. Внутренние океанические комплексы Срединно-Атлантического хребта: черты сходства и различия // Материалы IX Рабочего совещания Российского отделения международного проекта InterRidge «Внутренние океанические комплексы и гидротермальный процесс». Москва. ГЕОХИ РАН. 1–2 июня 2015 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2015. С. 57–59 [Silantev S.A., Bortnikov N.S., Krasnova E.A. et al. Vnutrennie okeanicheskie komplekсы Sredinno-Atlanticheskogo hrebta: cherty skhodstva i razlichiya // Materialy IX Rabochego soveshchaniya Rossiyskogo otdeleniya mezhdunarodnogo proekta InterRidge «Vnutrennie okeanicheskie komplekсы i gidrotermal'nyj process». Moskva. GEOHI RAN. 1–2 iyunya 2015 g. Moscow: GEOHI RAN, 2015. P. 57–59 (in Russian)].
- Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Признаки внутренних океанических комплексов и проявления сульфидного рудогенеза в районе разлома Сьерра-Леоне // Материалы IX Рабочего совещания Российского отделения международного проекта InterRidge «Внутренние океанические комплексы и гидротермальный процесс». Москва. ГЕОХИ РАН. 1–2 июня 2015 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2015. С. 57–59 [Skolotnev S.G., Peyve A.A. Priznaki vnutrennih okeanicheskikh komplekсов i proyavleniya sulfidnogo rudogenezа v rajone razloma Serra-Leone // Materialy IX Rabochego soveshchaniya Rossiyskogo otdeleniya mezhdunarodnogo proekta InterRidge «Vnutrennie okeanicheskie komplekсы i gidrotermal'ny process». Moskva. GEOHI RAN. 1–2 iyunya 2015 g. Moscow: GEOHI RAN, 2015. P. 57–59 (in Russian)].
- Соколов С.Ю. Строение медианных хребтов в пассивных частях трансформных разломов — признак сдвиговых смещений // Материалы XXII Международной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2017. Т. 5. С. 228–231 [Sokolov S.Yu. Formation of Median Ridges at Passive Parts of Transform Faults — the attribute of strike-slip displacements // Geology of seas and oceans: Proceedings of XXII International Conference on Marine Geology. V. V. Moscow: IO RAS, 2017. P. 228–231 (in Russian)].
- Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики (Тр. ГИН РАН; Вып. 618). М.: Научный мир, 2018. 269 с. [Sokolov S.Yu. Tectonics and Geodynamics of the Atlantic Equatorial Segment (Transactions of the Geological Institute. V. 618). Moscow: Scientific World, 2018. 269 p. (in Russian)].
- Черкашев Г.А. Гидротермальное сульфидное рудообразование в северной части срединно-океанического хребта Атлантического океана // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук СПб.: ФГУП ВНИИОкеангеология, 2004. 47 с. [Cherkashev G.A. Gidrotermal'noe sul'fidnoe rudoobrazovanie v severnoy chasti sredinno-okeanicheskogo hrebta Atlanticheskogo okeana // Avtoref. dis. dokt. Geol.-min. SPb.: FGUP VNIIOkeangeologiya, 2004. 47 p. (in Russian)].
- Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E. et al. Direct observation of a section through slow-spreading crust // Nature. 1989. V. 337. P. 726–729.
- Batuev B.N., Krotov A.G., Markov V.F. et al. Massive sulfide deposits discovered and sampled at 14°45'N, Mid-Atlantic Ridge // BRIDGE Newsletter. 1994. № 6. P. 6–10.
- Blackman D.K., Canales J.P., Harding A. Geophysical signatures of oceanic core complexes // Geophys. J. Int. 2009. V. 178. P. 593–613.
- Bonatti E., Raznitsin Yu., Bortoluzzi G. et al. Geological studies of the eastern part of the Romanche transform (equatorial Atlantic): a first report // Giornale di Geologia, ser. 3a. 1991. V. 53/2. P. 31–48.
- Bougault H., Charlou J.-L., Fouquet Y. et al. Fast and Slow Spreading Ridges: Structure and Hydrothermal Activity, Ultramafic Topographic Highs, and CH₄ Output // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98. № B6. P. 9643–9651.
- Campos T., Motoki K., Sichel S. et al. Structural Evidences for Present-day Compressive Tectonics at the St. Peter and St. Paul Archipelago (Equatorial Atlantic Ocean) // Preprints. 2021. 2021050645 (<https://doi.org/10.20944/preprints202105.0645.v1>)
- 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. V. 385. № 23. P. 329–332.
- Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.M. et al. Geological Cross-section of the Vema Fracture Zone tranverse ridge, Atlantic Ocean // Journal of Geodynamics. 1991. V. 13. № 2–4. P. 97–118.
- Cannat M., Lagabriele Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. V. 279. Iss. 1–4. P. 193–213.
- Ciazela J.C., Koepke J., Dick H.J.B. et al. Mantle rock exposures at oceanic core complexes along mid-ocean ridges // Geology. 2015. V. 21. № 4. P. 207–231. <https://doi.org/10.1515/logos-2015-0017>
- Duarte J.C., Rosas F.M., Terrinha P. et al. Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin // Geology. 2013. V. 41. № 8. P. 839–842. <https://doi.org/10.1130/G34100.1>
- Escartin J., Mavel C., Petersen S. et al. Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20'N and 13°30'N, Mid Atlantic Ridge) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. V. 18. P. 1451–1482. <https://doi.org/10.1002/2016GC006775>
- Gracia E., Charlou J.L., Radford-Knoery J., Parson L.M. Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38°N – 34°N): ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 177. P. 89–103.
- Grevemeyer I., Reston T. J., Moeller S. Microseismicity of the Mid-Atlantic Ridge at 7°S–8°15'S and at the Logatchev Massif oceanic core complex at 14°40'N – 14°50'N // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. P. 3532–3554. <https://doi.org/10.1002/ggge.20179>
- Honnorez J., Mevel C., Montigny R. Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema Fracture Zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 379–400.

- Kelemen P.B., Kikawa E., Miller D.J.* Shipboard Scientific Party, 2007. Leg 209 summary: processes in a 20-km-thick conductive boundary layer beneath the Mid-Atlantic Ridge, 14°–16° N. In Kelemen P.B., Kikawa E., Miller D.J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 209: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 1–33. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.209.001.2007>
- Leg 209. Preliminary Report. Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16° N // *www-ODP.Tamu. Edu*. 2003.
- 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/NGEO2759>
- Matsumoto T., Kelemen P.B.* MODE'98 Leg 1 shipboard scientific party. Precise geological and geophysical mapping on both sides of the 15°20' N Fracture Zone on the MAR-tectonic extension and its consequent exposure of ultramafic and plutonic rocks along the magma-poor ridge axis (MODE'98 Leg 1 Cruise) // *Inter Ridge News*. 1998. V. 7. № 2. P. 13–17.
- Miranda E.A., Dilek Y.* Ocean core complex in modern and ancient oceanic crust lithosphere: gabbro-localized versus peridotite-localized detachment models // *The Journal of geology*. 2000. V. 118. P. 95–109. <https://doi.org/10.1086/648460>
- Motoki A., Sichel S.F., Campos T.F. et al.* Present day uplift rate of the Saint Peter and Saint Paul islets, Equatorial Atlantic Ocean // *Revista Escola de Minas (in Portuguese)*. 2009. V. 62. № 3. P. 331–342. <https://doi.org/10.1590/s0370-44672009000300011>
- Parnell-Turner R., Sohn R.A., Peirce C.* Oceanic detachment faults generate compression in extension // *Geology*. 2017. V. 45. № 10. P. 923–926. <https://doi.org/10.1130/G39232.1>
- Passerini P., Zan L.* Lithospheric compression flanking spreading axes: A reappraisal // *Chemical Geology*. 1989. V. 77. Iss. 3–4. P. 365–374.
- Rona P.A., Bougault H., Charlton J.L. et al.* Hydrothermal circulation, serpentinisation and degassing at rift valley-fracture zone intersection: Mid-Atlantic Ridge near 15° N, 45° W // *Geology*. 1992. V. 20. № 4. P. 783–786.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. 102. N B5. P. 10039–10054.
- Sani C., Sanfilippo A., Ferrando G. et al.* Ultra-depleted melt refertilization of mantle peridotites in a large intra-transform domain (Doldrums Fracture Zone; 7–8° N, Mid Atlantic Ridge) // *Lithos*. 2020. V. 374–375. Article 105698. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105698>
- 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. V. 45. № 1. P. 25–41. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v45i1.531>
- Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52–53° N, Mid-Atlantic Ridge): preliminary results from r/v A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti*. 2021.V. 46. № 1. P. 83–101. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v46i1.539>

EXHUMATION OF UPPER MANTLE AND LOWER CRUST ROCKS IN THE CENTRAL ATLANTIC

Yu.N. Raznitsin

Federal State Budgetary Institution of Science Geological Institute RAS, Moscow, Russia, 119017

Received August 28, 2022; revised December 28, 2022; accepted March 30, 2023

The article presents examples of exhumation of the upper mantle and lower crust rocks in various areas of the Atlantic Ocean and the mechanisms of translation of these deep formations to the upper crust horizons in the transition zone from the continent to the ocean, in areas of oceanic rises and troughs, in the ridge zone of the slow-spreading Mid-Atlantic ridge. The latter is considered on the basis of original data obtained during many years of geological and geophysical research in the Central Atlantic by the research vessel «Academician Nikolay Strakhov». The main attention is paid to the oceanic core complexes, which are potential sites for the extraction of polymetallic sulfide ores and natural laboratories for studying the processes of ore genesis in the oceanic lithosphere and the formation of abiogenic hydrocarbons. It is shown that the translation of deep rocks to the bottom of the Central Atlantic took place throughout the history of its opening, starting with the rifting of the continental lithosphere in the Early Cretaceous and ending with the formation of oceanic core complexes in the axial part of the Mid-Atlantic Ridge at the present stage. It is concluded that the exhumation of upper mantle and lower crust rocks is a vivid manifestation of the tectonic delamination of the Central Atlantic lithosphere.

Keywords: upper mantle, lower crust, exhumation, spreading, serpentinization, tectonic delamination.