

УДК 551.242

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИСЛАНДСКОГО ПЛЮМА И ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА БАЙТ (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2022 г. С. Г. Сколотнев^{1,*}, А. А. Пейве¹, А. Санфилиппо², А. Н. Иваненко³, М. Лиджи⁴,
И. А. Веклич³, Л. Петракчини⁴, В. Басш², Д. А. Кулешов⁵, К. Феррандо², В. Н. Добролюбов¹,
К. Сани², Н. А. Шкитгин¹, М. Биккерт⁶, С. А. Докашенко⁷, Ф. Муччини⁴,
Е. С. Яковенко⁷, К. Палмиотто⁴, М. Каффаро⁴

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 17.12.2021 г.

Поступило 17.12.2021 г.

После доработки 20.01.2022 г.

Принято к публикации 26.01.2022 г.

Обсуждаются геолого-геофизические данные, полученные в 53-м рейсе судна “Академик Сергей Вавилов”. Показано, что латеральное распространение материала Исландского плюма в южном направлении не ограничивается разломом Байт, но продолжается и далее. Сам разлом влияет на процессы аккреции коры и структурообразования только в спрединговом сегменте, непосредственно прилегающем к нему с юга, т.е. наиболее удаленном от Исландского плюма. Изученный характер аномального магнитного поля позволил определить скорость полуспрединга в западном направлении для участка дна между разломом Байт и нетрансформным смещением Модред с возрастом до 3.6 млн лет, составляющую 11.7 мм/год. Показано, что фланговые части Срединно-Атлантического хребта рассматриваемого района в недавнем прошлом были частью мелководной акватории с выступающими выше уровня океана некоторыми участками суши.

Ключевые слова: Северная Атлантика, разлом Байт, Исландский плюм, хребет Рейкьянес, спрединг

DOI: 10.31857/S2686739722050140

Международный российско-итальянский исследовательский коллектив в течение ряда лет проводит совместные морские комплексные геолого-геофизические экспедиции по изучению

мегатрансформных разломов. По мнению М. Лиджи и соавт. [1], они могут быть квалифицированы как особый тип межплитных границ в океане. В отличие от близких им трансформных границ плит, в случае с мегатрансформами на границах плит происходит формирование гораздо более сложных тектонических и магматических структур. В Северной Атлантике к числу мегатрансформов относится двойной разлом Чарли Гиббс. Его детальному изучению была посвящена экспедиция 50-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [2, 3]. Специфика мегатрансформа Чарли Гиббс состоит в том, что он находится в области, разделяющей два крупных плюма глубинной мантии, оказывающих сильное влияние на процессы формирования океанической коры в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ) — Исландского на севере и Азорского на юге. Могли ли эти плюмы оказать влияние на строение и развитие мегатрансформа, либо сам мегатрансформ ограничивает распространение плюмов в

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Отдел наук о Земле и окружающей среде, Университет Павия, Павия, Италия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

⁴Институт морских исследований — CNR, Болонья, Италия

⁵Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁶Университет Модена, Модена, Италия

⁷Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: sg_skol@mail.ru

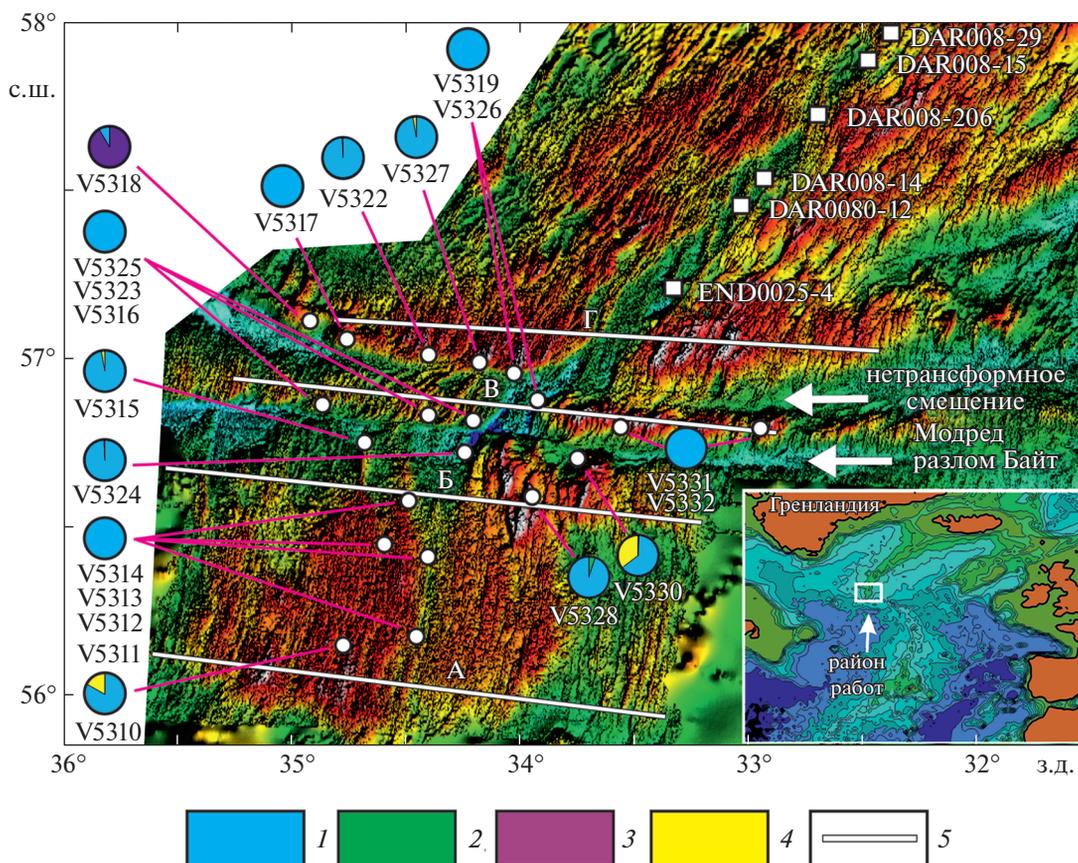


Рис. 1. Схема рельефа района разлома Байт. Построена на основе батиметрических данных [7]. Белые квадраты – станции драгирования по работам [12–14], белые круги – станции драгирования 53-го рейса НИС “Академик Сергей Вавилов”. В виде секторов показаны соотношения поднятых пород. Материал ледового разноса не учитывался. Условные обозначения: 1 – базальты и долериты, 2 – габбро, 3 – ультрабазиты, 4 – осадочные породы, 5 – положение профилей рельефа дна, представленных на рис. 2.

осевой зоне спрединга? Свидетельством распространения Исландского плюма в южном направлении является хребет Рейкьянес, который структурно резко отличается от типичных спрединговых сегментов медленноспрединговых хребтов, каковым является САХ [4]. Южным ограничением хребта является трансформный разлом Байт, к югу от которого структура океанического дна другая, более типичная для САХ, поэтому многими исследователями [5] разлом Байт считается естественной южной границей зоны влияния Исландского плюма. В то же время при изучении рельефа дна с помощью многолучевого эхолота, проведенном в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [2, 3], было обнаружено, что к северу от разлома Чарли Гиббс на протяжении около 100 км рельеф дна отличается от такового южнее этого разлома. В частности, севернее наблюдается более узкая и более мелкая рифтовая долина с глубинами дна 2500–2600 м. Более высокий гипсометрический уровень рифтовой долины указы-

вает на повышенную температуру мантии в области магмогенерации [6] и, следовательно, можно ожидать, что тепловое влияние Исландского плюма прослеживается южнее разлома Байт, вплоть до разлома Чарли Гиббс. Исследовать это явление более детально было одной из задач морской геолого-геофизической экспедиции, состоявшейся осенью 2021 г. на судне “Академик Сергей Вавилов” (53-й рейс).

На основе многолучевого эхолотирования построены две батиметрические карты, охватывающие осевую и гребневую зоны САХ: непосредственно к северу от разлома Чарли Гиббс по данным 50-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [2, 3] и непосредственно к югу от разлома Байт по материалам рейса американского судна “Marcus G. Langseth”, проведенного в 2013 г. [7]. В этом районе имеются также данные магнитной съемки [8], но мало известно о вещественном составе структур. Имеются всего несколько редко расположенных точек драгирования [9]. В 53-м

Таблица 1. Успешные станции драгирования 53-го рейса НИС “Академик Сергей Вавилов” в районе разлома Байт

№ драги	широта	долгота	интервал глубин (м)	состав и вес (даны без учета материала ледового разноса)	вес (кг)
V5310	56°09.9′	−34°49.0′	1500–1200	базальты, осадочные брекчии	100
V5311	56°11.6′	−34°25.3′	1980–1860	базальты	80
V5312	56°23.8′	−34°24.1′	2000–1900	базальты	55
V5313	56°24.6′	−34°36.4′	1750–1740	базальты	150
V5314	56°33.0′	−34°30.0′	1780–1150	базальты, долериты	115
V5315	56°42.9′	−34°41.0′	1800–1630	базальты, долериты	30
V5316	56°51.9′	−34°52.2′	1650–1530	базальты	10
V5317	57°04.3′	−34°45.8′	1300–1200	базальты	0.1
V5318	57°05.7′	−34°54.0′	2040–1800	перидотиты	10
V5319	56°50.8′	−33°57.1′	3000–3000	базальты	5
V5322	57°01.9′	−34°24.0′	1400–1300	базальты	65
V5323	56°50.1′	−34°23.1′	1430–1440	базальты	90
V5324	56°44.8′	−34°13.4′	3100–3050	базальты	70
V5325	56°47.8′	−34°12.5′	2460–1770	базальты, долериты	135
V5326	56°57.2′	−33°59.8′	2060–2000	базальты	0.1
V5327	56°58.3′	−34°08.1′	2000–1500	базальты, долериты	60
V5328	56°35.8′	−33°56.3′	1500–1400	габбро, базальты, долериты	250
V5330	56°41.7′	−33°42.9′	1700–1650	базальты, осадочные брекчии (с базальтами и перидотитом)	60
V5331	56°48.0′	−33°30.3′	1200–900	базальты, долериты	25
V5332	56°47.7′	−32°57.1′	1150–1150	базальты, долериты	1

рейсе судна “Академик Сергей Вавилов” были проведены детальное опробование дна с помощью драг, главным образом, в районе разлома Байт, а также к югу и к северу от него, и магнитное профилирование на участках, где не было данных магнитной съемки. Положение точек опробования и магнитных галсов показано на рис. 1, координаты драгировок даны в табл. 1.

Изученный район (полигон Байт) структурно подразделяется на три участка: Южный – к югу от разлома Байт, Центральный – между разломом Байт и нетрансформным смещением Модред и Северный – к северу от нетрансформного смещения Модред. Южный участок состоит из трех спрединговых сегментов примерно одинаковой протяженности (около 30 км). Южный и центральный сегменты имеют близкое строение с характерными для рельефа вулканической природы протяженными узкими линейными хребтами. В относительно узкой и мелкой рифтовой долине развиты не крупные неовулканические поднятия. Глубина ее днища варьирует в пределах ± 100 м от средних значений в 2 км. Рифтовые горы образо-

ваны узкими невысокими грядами, местами осложненные более крупными структурами, они разделены узкими неглубокими депрессиями, параллельными рифтовой долине. Вся гребневая зона в пределах этих сегментов на обоих флангах усеяна многочисленными мелкими вулканическими постройками средним диаметром 1.5 км, иногда имеющими отчетливые кратеры. Общей чертой этих сегментов является асимметрия разных флангов гребневой зоны: западный фланг заметно выше восточного (рис. 2а).

Так, минимальные глубины вершин рифтовых гор на западе в среднем 1000 м, а на востоке – 1700 м. Простирающиеся спрединговых структур в южном сегменте ССВ 12°, а в центральном – ССВ 5°.

Северный сегмент имеет другое строение, здесь наблюдается очень широкая рифтовая долина (9–10 км), глубина которой увеличивается в сторону разлома Байт от 2000 до 2500 м. Она образована несколькими вытянутыми впадинами, кулисообразно надстраивающими друг друга, и заканчивается в зоне пересечения с разломом nodальной впадиной глубиной 3000 м. В северном

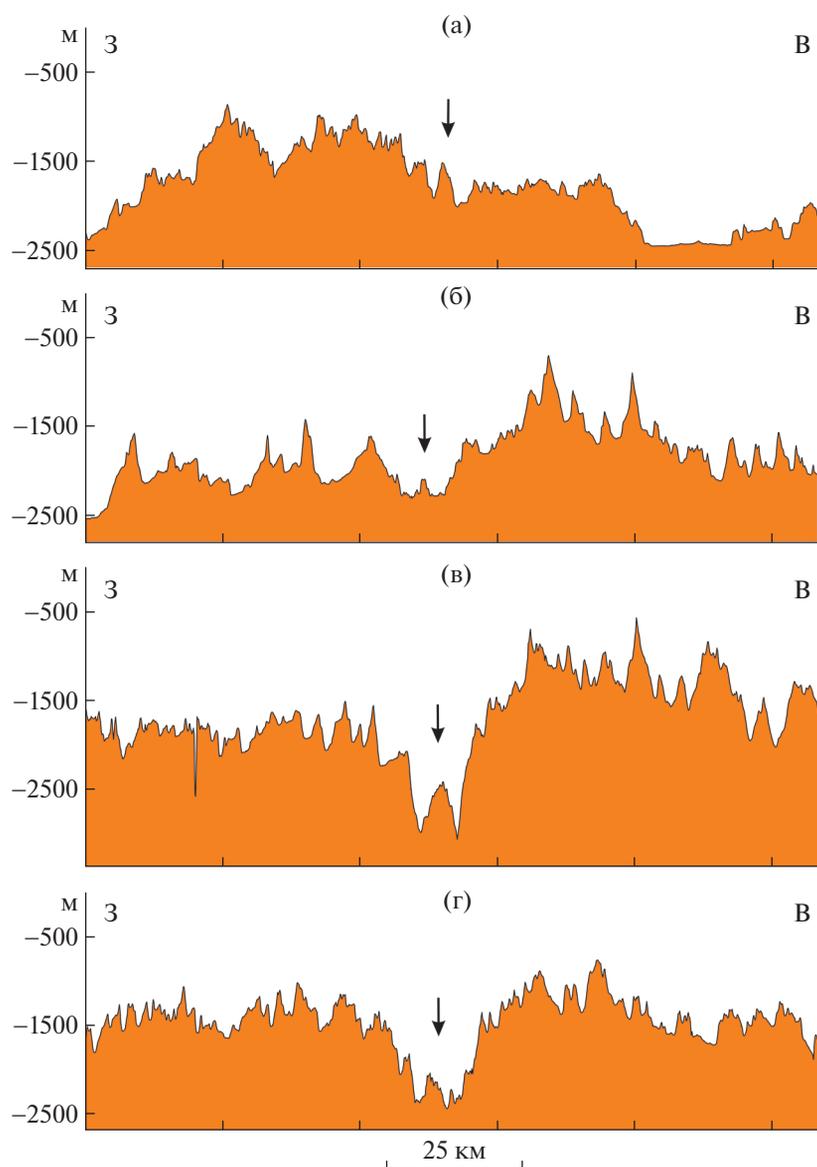


Рис. 2. Профили рельефа дна. Стрелкой показана осевая зона спрединга.

сегменте резко асимметричное строение флангов (рис. 2б). На западном фланге наблюдается чередование широких и глубоких депрессий, разделенных узкими хребтами различной высоты. На восточном фланге непосредственно у осевой зоны расположен блок с аномально высоким рельефом, состоящий из нескольких хребтов, разделенных депрессиями. Вершины большинства хребтов достигают глубин 800–1000 м. Заканчивается этот блок куполовидной структурой, расположенной непосредственно у разломной долины, с бороздами тектонического скольжения на поверхности, что характерно для структур внутренних океанических комплексов (ВОК) [15]. Восточнее ВОК следуют гряды типичных рифтовых

гор. Преимущественные простирания структур в этом сегменте ССВ (азимут 5°), однако отдельные хребты простираются в направлении ССЗ (азимут 345°).

Центральный участок смещен относительно Южного вдоль разлома Байт на 20 км к востоку. Это единый спрединговый сегмент протяженностью 20 км с наиболее широкой (10 км) и глубокой (2900 м) рифтовой долиной, вдоль которой протягивается невысокое неовулканическое поднятие (см. рис. 1). На обоих флангах развиты типичные рифтовые горы, свидетельствующие о вулканическом происхождении рельефа. Фланги резко асимметричны. Восточный фланг существенно более высокий, вершины рифтовых гор

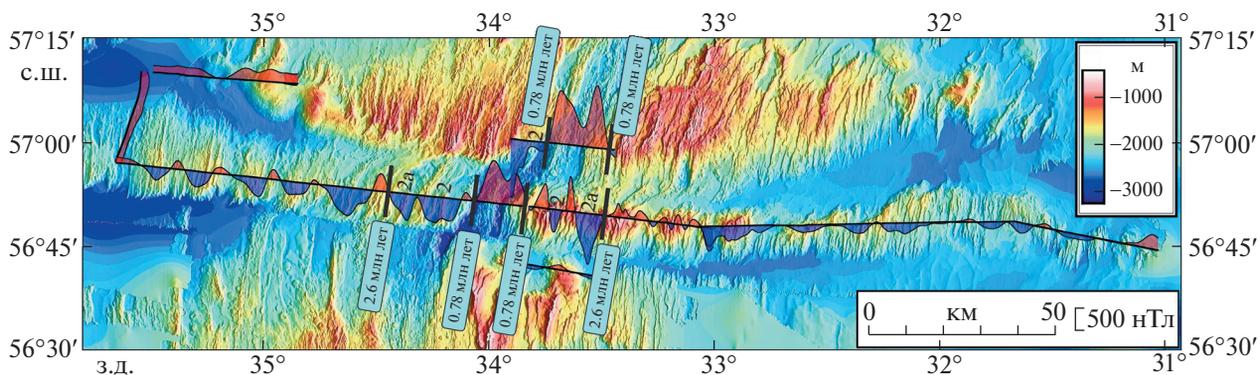


Рис. 3. Магнитный профиль вкост простираия рифтовых гор Центрального участка. Цифры на профиле – возраст океанического дна по данным интерпретации линейных магнитных аномалий.

достигают здесь глубин 600 м против 1500 м на западном фланге (рис. 2в). На западном фланге рифтовые гряды разделены более широкими и глубокими депрессиями, чем таковые на восточном. Простирание рифтовой долины испытывает ундуляции. Непосредственно в Центральном секторе оно имеет ССВ-простирание (азимут 12°), затем рифтовая долина без нарушения сплошности пересекает нетрансформное смещение Модред, плавно изменяя простирание на 48° , и также без нарушения сплошности переходит в южное окончание хребта Рейкьянес, где простирается под углом 35° . Параллельно рифтовой долине простираются и гряды рифтовых гор, которые, плавно изгибаясь, заходят в дискордантную зону нетрансформного смещения Модред, а затем севернее соединяются с хребтами рифтовых гор хребта Рейкьянес. В пределах дискордантной зоны рифтовые хребты резко уменьшаются в размерах, особенно по высоте. На расстоянии 50 км по обе стороны от оси спрединга рифтовые гряды уже прямолинейные и не проникают в дискордантную зону, очевидно, эти структуры формировались ранее, в эпоху, когда между Центральным и Северным участком существовало трансформное смещение.

Северный участок, как уже упоминалось, отделен от Центрального нетрансформным смещением Модред и представляет собой южное окончание хребта Рейкьянес. Умеренно широкая и умеренно глубокая рифтовая долина имеет генеральное простирание 35° , однако непосредственно вблизи нетрансформного смещения неовулканические поднятия имеют простирания 5° и 12° (см. рис. 1). Рифтовые горы вулканической природы симметрично развиты на обоих флангах (рис. 2г). Они наиболее высоки среди рифтовых гор трех рассматриваемых участков, средней уровень глубин их вершин – 1000 м. С юга на север рифтовые хребты плавно меняют простирание от 5° – 12° до 35° . На западном фланге на расстоянии

70 км от оси спрединга наблюдаются две куполовидные структуры, являющиеся, скорее всего, ВОК.

Таким образом, в пределах изученного полигона резко доминирует рельеф вулканического происхождения. Структуры тектонического растяжения, в данном случае это ВОК, очень редки и, по-видимому, соответствуют эпизодам некоторого затишья вулканической активности. Если считать, что хребт Рейкьянес образовался при существенном влиянии поднимающегося и растекающегося по латерали вещества Исландского плюма в виде мантийных подлитосферных потоков более горячего материала [10], то проведенный структурно-морфометрический анализ рельефа указывает на наличие двух границ, повлиявших на его распространение к югу. Первая граница – это нетрансформное смещение Модред. Южнее, в Центральном участке уменьшается средняя высота рифтовых гор и увеличивается глубина рифтовой долины, простирание которой становится промежуточным между простиранием хребта Рейкьянес и направлением, поперечным спредингу. Появляется резкая асимметрия в высотном уровне западного и восточного (более высокого) флангов. Вторая граница – разлом Байт. Средняя высота рифтовых гор к югу от него (Южный участок) уменьшается еще больше, а простирание структур поперечно направлению спрединга. Разлом Байт оказывает влияние на структурообразование только к югу от него, приводя к формированию нодальной впадины, широкой рифтовой долины и широких депрессий, разделяющих рифтовые хребты в прилегающем к нему сегменте. В то же время влияние материала Исландского плюма продолжается и южнее разлома Байт. Об этом свидетельствуют наличие аномально высокого блока рифтовых гор на восточном фланге непосредственно вблизи осевой зоны, высокий уровень дна рифтовой до-

лины, заметно асимметричный рельеф западного и восточного флангов в Южном участке.

Наиболее полная и новая информация об аномальном магнитном поле (АМП) была получена для Центрального участка, который был пересечен магнитным профилем длиной 288.8 км, проходящим поперек простирания рифтовых гор. Профиль демонстрирует классическую инверсионно-спрединговую форму магнитных аномалий с четко выраженной интенсивной (почти +1000 нТл) центральной аномалией над рифтовой долиной, симметричные относительно нее отрицательные аномалии 2 и 2а и менее однозначную картину далее к востоку (рис. 3).

Западнее аномалии 2а продолжают чередоваться положительные и отрицательные аномалии, что позволяет определить скорость полуспрединга для участка дна с возрастом до 3.6 млн лет, составляющую 11.7 мм/год. Это значение близко к ранее определенным скоростям спрединга (~10 мм/год), указанными в работе [8], непосредственно к югу и к северу от Центрального участка. Центральная аномалия без нарушения сплошности переходит в таковую над рифтовой долиной хребта Рейкьянес.

Важной особенностью АМП в районе трансформного разлома Байт, по-видимому, надо считать наличие плавного перехода центральной рифтовой аномалии от южного окончания хребта Рейкьянес через смещение Модред к Центральному участку. Это может свидетельствовать о сохранении здесь единой инверсионно-спрединговой структуры магнитоактивного слоя, находящейся в стадии пластичной горизонтальной деформации в северной части разлома.

На полигоне Байт сделано 20 успешных драгировок, поднято около 1200 кг каменного материала без учета материала ледового разноса. В Южном и Центральном участках опробованы осевые зоны спрединга и рифтовые горы на различном расстоянии от оси спрединга (до 70 км) (см. рис. 1). В Северном участке драгировки приурочены к западному флангу хребта Рейкьянес в районе его южного окончания. Полученный материал позволит охарактеризовать вариации состава коры как по простиранию САХ, так и во времени. В материале драгирования резко преобладают базальты и долериты (около 90%), также подняты осадочные породы и единичные образцы габбро и перидотитов. Наряду с коренными породами поднят большой объем каменного материала, принесенного айсбергами с суши, который мы не рассматриваем в данной работе.

Базальты распространены повсеместно, среди них выделяются афировые и порфиоровые разновидности. Последние в разнообразных пропорциях содержат вкрапленники оливина и плагиоклаза, очень редок клинопироксен. Общее количество

вкрапленников достигает 30%. Как правило, базальты не содержат пор (<5%) и только в редких образцах пористость достигает 30%. Базальты со свежим и слегка палагонитизированным стеклом, образующим зону закаливания на образцах с подушечной отдельностью мощностью 5–30 мм, подняты только из рифтовых долин и с их стенок. За пределами рифтовой долины получены в различной степени измененные базальты. Изменения выражаются в палагонитизации стекла вплоть до его полного замещения и в заполнении трещин и пор глинистыми минералами. Изменение базальтов возрастает с увеличением расстояния от оси спрединга. Среди базальтов, полученных на флангах, много брекчированных разновидностей.

Долериты драгированы только на станциях, находящихся за пределами рифтовой долины. Это афировые кристаллические породы с офитовой и субофитовой структурой. В той или иной степени все долериты изменены, что проявляется в частичном замещении клинопироксена хлоритом, а плагиоклаза эпидотом и альбитом. Данный парагенезис вторичных минералов формируется в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, возникающих, как показывают данные глубоководного бурения, в осевой зоне спрединга ниже поверхности дна более, чем на 500 м [11]. Следовательно, данные долериты представляют более нижние горизонты коры, чем ассоциирующие с ними базальты, и оказались на поверхности дна в силу движения блоков коры по листрическому сбросам, возникающим на плечах рифта в процессе спрединга. Существует несколько механизмов образования рифтовых гор на флангах медленносрединговых срединно-океанических хребтов. Обнаружение в рифтовых горах таких долеритов однозначно указывает на то, что в данном районе ведущим механизмом является листрическое сбросообразование.

Габбро представлено единственным образцом недеформированного рудного габбро, поднятого с одного из хребтов аномального блока на восточном фланге Южного участка. В пределах образца наблюдается 5-сантиметровый участок габброносового состава.

Перидотиты обнаружены в виде окатанных обломков в 2 полимиктовых осадочных брекчиях, драгированных со склонов куполовидных структур, являющихся ВОК. Последние находятся на удалении от оси спрединга: на западном фланге Северного участка и на восточном Южного. Перидотиты сильно серпентинизированы и выветрелы, но сохранили признаки пластических деформаций и обнаруживают отчетливую петельчатую структуру.

Осадочные породы встречены только за пределами осевой зоны и представлены преимущественно брекчиями, а также известняками. Среди

брекчий выделяются мономиктовые и полимиктовые разности. В мономиктовых брекчиях присутствуют в основном окатанные и угловатые обломки базальтов размером <15 см. Среди наиболее мелких обломков встречаются частично и полностью палагонитизированные стекла. Цемент глинистый, сформировавшийся, по-видимому, по палагониту, известковый и глинисто-известковый, в нем присутствуют обломки стекла и палагонита песчаной размерности. Хорошо литифицированный цемент составляет от 5 до 40% объема породы. В полимиктовых брекчиях наряду с базальтами присутствуют обломки перидотитов и продуктов ледового разноса. Цемент в них известковый, тонкодисперсный, хорошо литифицированный, с редкими, мелкими зернами пород и большим количеством обломков кораллов, двухстворок и гастропод. Количество цемента достигает 80% от объема породы. Поднятые известняки являются фрагментами цемента осадочных брекчий.

Таким образом, первичный анализ полученных геолого-геофизических данных свидетельствует о том, что влияние Исландского плюма на процессы магматизма и структурообразования в осевой зоне спрединга САХ прослеживается южнее хребта Рейкьянес. Об этом свидетельствуют: высокое гипсометрическое положение рифтовой долины, структуры преимущественно вулканического происхождения, подтверждаемого повсеместным распространением базальтов, незначительное количество структур, возникающих при тектоническом типе спрединга, и соответственно чрезвычайно низкая доля глубинных пород в материале опробования, разный глубинный уровень рельефа на разных флангах САХ. Выделяются две тектонические границы: нетрансформное смещение Модред и трансформный разлом Байт, южнее которых характер структурообразования в спрединговых сегментах меняется.

Трансформный разлом Байт влияет на процессы аккреции коры и структурообразования только в спрединговом сегменте, непосредственно прилегающем к нему с юга, т.е. наиболее удаленном от Исландского плюма.

Ведущим механизмом образования рифтовых гор в изученном регионе является листрическое сбросообразование, в ходе которого на поверхность дна тектонически выводятся долериты, обнаруженные только на флангах САХ и претерпевшие изменения в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Степень палагонитизации базальтового стекла возрастает по мере удаления от оси спрединга.

На флангах САХ часто встречаются брекчии. В их составе преобладают в разной степени окатанные обломки. Учитывая то, что в их известковом цементе много обломков мелководной бен-

тосной фауны, эти структуры в недавнем прошлом были частью мелководной акватории с выступающими выше уровня океана участками суши. В составе брекчии присутствуют продукты ледового разноса, что свидетельствует о том, что мелководный период существовал продолжительное время в данной области.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках выполнения Госзадания № 0135-2019-0050 при частичной поддержке грантов: РФФИ № 18-55-7806 Итал_т и РНФ № 22-27-00036.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., et al.* // *Geology*. 2002. V. 30. P. 11–14.
2. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., et al.* // *Ofioliti*. 2021. V. 46 (1). P. 83–101.
3. *Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др.* // *ДАН*. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
4. *Hey R.F., Martinez Á., Höskuldsson Á., et al.* // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 435. P. 115–123.
5. *Benediktsdyttir Á., Hey R.F., Martinez Á., et al.* // *J. Geoph. Res.* 2016. V. 121 (2). P. 455–468.
6. *Klein E.M., Langmuir C.H.* // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92 (B8). P. 8089–8115.
7. *Multibeam data collected aboard Marcus G. Langseth from 13-Aug-13 to 15-Sep-13, Reykjavik, Iceland to Reykjavik, Iceland. NOAA National Centers for Environmental Information* // url: https://www.ngdc.noaa.gov/ships/marcus_g_langseth/MGL1309_mb.html. Date: 2021.05.25.
8. *Merkouriev S., DeMets C.* // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 173. P. 1064–1083.
9. *Schilling J.-G.* // *Nature* 1973. V. 242 (5400). P. 565–571.
10. *Martinez Á., Hey R.F., Höskuldsson Á.* // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 206. P. 1–24.
11. *Alt J.C., Anderson T.F., Bonnell L., et al.* // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1989. V. 111. P. 27–40.
12. *Murton B.J., Taylor R., Thirlwall M.F.* // *J. Petrology*. 2002. V. 43 (11). P. 1987–2012.
13. *Hilton D.R., Thirlwall M.F., Taylor R.N., et al.* // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 183 (1). P. 43–50.
14. *Melson W.G., O’Hearn T., Jarosewich E.* // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3 (4). P. 1–11.
15. *Dick H.J.B., Macleod C.J., Blum P., et al.* // *J. Geophys. Res. Solid Earth. Am. Geophys. Union*. 2019. V. 124. P. 12631–12659.

**PECULIARITIES OF THE TECTONO-MAGMATIC PROCESSES
IN THE INTERACTION AREA OF THE ISLAND PLUME
AND THE BIGHT TRANSFORM FAULT (NORTH ATLANTIC)**

**S. G. Skolotnev^{a, #}, A. A. Peyve^a, A. Sanfilippo^b, A. N. Ivanenko^c, M. Ligi^d, I. A. Veklich^c, L. Petracchini^d,
V. Basch^b, D. A. Kuleshov^e, C. Ferrando^b, V. N. Dobrolyubov^a, C. Sani^b, N. A. Shkittin^a, M. Bickert^f,
S. A. Dokashenko^g, F. Muccini^d, E. S. Yakovenko^g, C. Palmiotto^d, and M. Cuffaro^d**

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Universita' di Pavia, 27100, Pavia, via Ferrata 1, Italy*

^c*Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^d*Istituto di Scienze Marine – CNR, Bologna, 40129, Bologna, via Gobetti 101, Italy*

^e*Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

^f*University of Modena, 41121, Modena, Via Universita 4, Italy*

^g*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: sg_skol@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev December 17, 2021

The paper presents geological and geophysical data collected in the 53-rd cruise of the vessel “Akademik Sergey Vavilov”. It is shown that the structural expression of the lateral distribution of the Iceland plume to the south is not limited to the Bight fracture zone, but continues to the south. The fracture zone itself affects the processes of crustal accretion and structural formation only in the spreading segment directly adjoining to it from the south, i.e. farthest from the Icelandic plume. The studied anomalous magnetic field made it possible to determine the half-spreading rate in western direction for the area between the Bight fracture zone and the Modred nontransform displacement with an age of up to 3.6 Ma, which is 11.7 mm/year. It is shown that the considered flank parts of the MAR area in the recent past were part of a shallow water area with some land areas above the ocean level.

Keywords: North Atlantic, Bight fracture zone, Iceland plume, Reykjanes Ridge, spreading