

УДК 551.243(261/264)

МАЗАРОВИЧ А. О.

РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

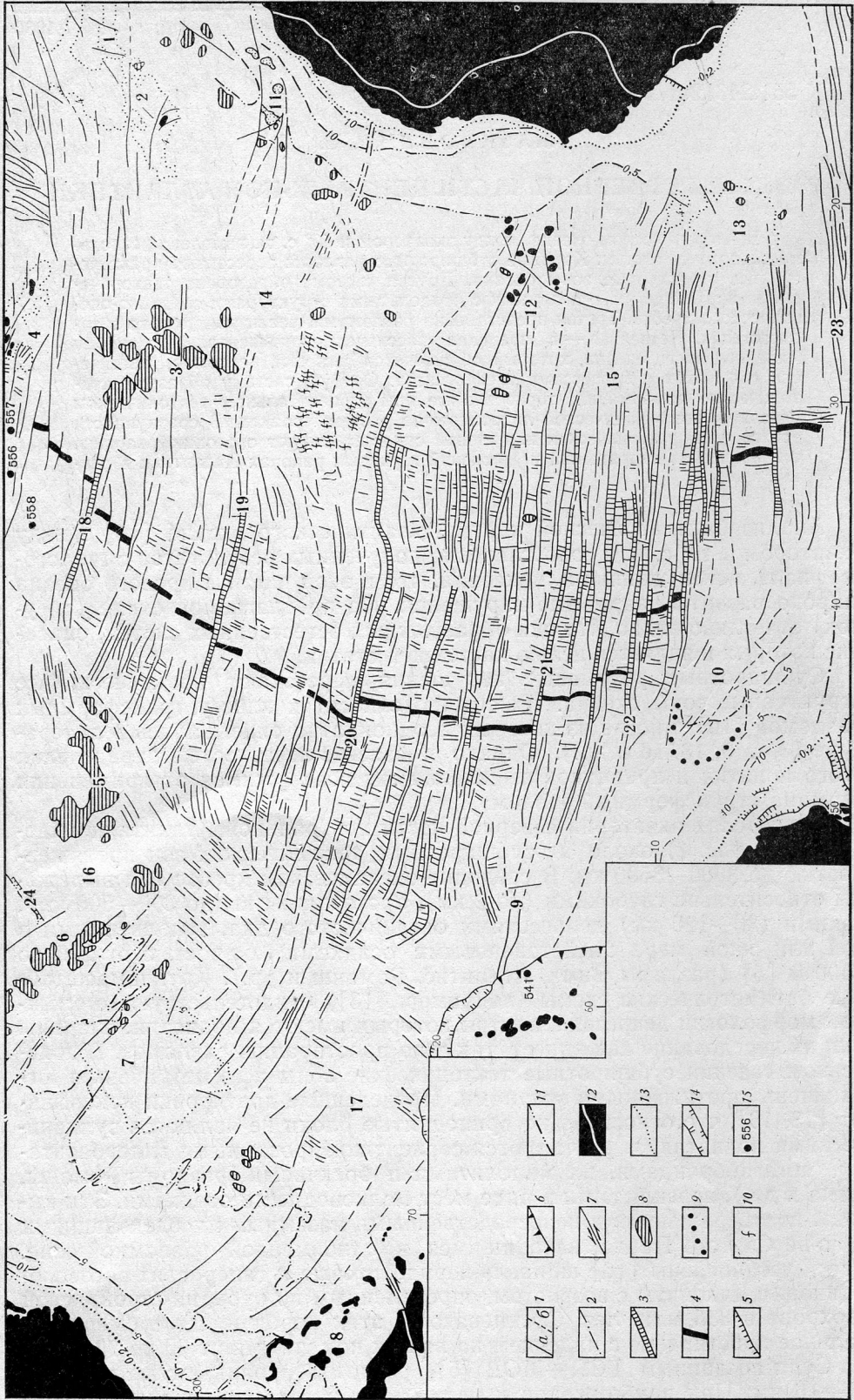
В Атлантическом океане между экватором и 40° с. ш. выделено несколько разломных систем. Крупные субширотные разломы пересекают практически все структурные зоны океана. Другая система образована тектоническими нарушениями, связанными с продольными структурами срединно-океанического хребта. Третья представлена разломами, развитыми только в талассогенах. Четвертая — в пределах пассивных континентальных окраин Атлантического океана, который обрамляется системой разломов, генетически связанных с процессами океаногенеза. Особую систему образуют тектонические деформации, образованные при горизонтальном тектоническом расщеплении океанической литосферы на разных уровнях. В совокупности эти системы тектонических нарушений свидетельствуют о сложной картине тектонических напряжений и движений в разных районах Атлантики в разное время.

Анализ батиметрической карты Атлантического океана [14] между экватором и 40° с. ш. и сопоставление полученных результатов с геолого-геофизическими данными показали, что в этой части Мирового океана широко развиты разрывные нарушения. На предлагаемой схеме (рисунок) отчетливо видно, что они образуют ряд естественных систем, описание которых и является целью настоящей статьи.

Субширотные разрывные нарушения пересекают практически все структурные зоны океана. Их обычно относят к классу трансформных разломов [10], многие из которых неоднократно описывались в литературе [3, 6, 9, 13, 16 и др.]. Однако в связи с нечеткостью определения этого понятия и принципов выделения мы воздержимся от применения термина «трансформный разлом».

В пределах акватории северной части центральной Атлантики выделено (см. рис. 1) около 50 субширотных тектонических зон протяженностью до 3000—3500 км. В срединно-океаническом хребте они выражены относительно глубокими (до 2 км), протяженными (до 300—500 км), узкими (30—120 км) депрессиями океанического дна, заполненными в той или иной мере плейстоценовыми осадками мощностью от 200 до 1500 м [5] (разломы Вима, Атлантис, Романш и др.). Крупномасштабные батиметрические схемы (например, [13]) свидетельствуют о сложной морфологии депрессий, внутри которых имеются поднятия, впадины или их чередование как вкрест, так и по простиранию разломов. В поперечном сечении субширотные тектонические зоны асимметричны и ограничены протяженными уступами. Проведенные драгировки показывают [13, 16], что относительно приподнятые блоки не являются вулканическими поднятиями, а слагаются серпентинизированными гипербазитами, метагабброидами, их милонитами и брекчиями (разломы Романш, Вима и др.), перекрытыми в ряде мест мелководными осадками. Эти выводы подтверждаются и непосредственными наземными исследованиями на о-ве Святого Павла, находящимся в одноименной разломной зоне. Здесь установлены [16] шпинель-перидотитовые и гипербазит-роговообманковые милониты с возрастом, определенным по рубидий-стронциевой изохроне в 835 млн. лет. Сланцеватость этих пород имеет субмеридиональное простирание с падением на восток под углами от 60° до 70° .

Судя по данным ГСП—МОВ [5], разломы проникают на глубину 11—16 км. При приближении к ним отмечается выклинивание второго и третьего слоев океанической коры, сильная нарушенность пород. В отдельных случаях предполагается, что по этим зонам нарушений происходит внедрение глубинного материала.



В стороны от срединно-океанического хребта тектонические депрессии постепенно сужаются и исчезают в пределах абиссальных котловин. Однако сами разломные зоны, меняя свои геоморфологические черты, прослеживаются далеко в пределы талассогенов, осложняя в ряде случаев структуры континентальных окраин. Рассмотрим некоторые конкретные примеры.

Разлом Атлантик в пределах срединно-океанического хребта выражен тектонической депрессией, из которой были драгированы [6] тектонизированные кварцевые песчаники и метаморфизованные базальты. Характер тектонизации пород свидетельствует о сильных напряжениях, существовавших в зоне разлома. Восточнее разлом не проявлен в рельефе, и его продолжение предполагается, по геофизическим данным, между 29 и 21° з. д., где установлена [18] система протяженных (до 185 км), узких (около 30 км) трогов, в акустическом фундаменте ориентированных по азимуту 106°. Эти структуры представляют собой асимметричные грабены или полуграбены, заполненные осадочными, часто дислоцированными породами позднемелового или более молодого возраста. В районе 25° з. д. выявлено осложняющее поднятие акустического фундамента с простиранием 80°. Внутри одного из трогов установлены диапировые структуры, которые интерпретированы как интрузивные образования неизвестного состава. Еще восточнее строение континентального подножия и средней части континентального склона осложнено тектонической депрессией субширотного простирания шириной до 40 км. Она ограничена крутопадающими разломами и выполнена дислоцированными осадочными образованиями.

На юге Северо-Африканской глубоководной котловины известен разлом Кейн, который пересекает Срединно-Атлантический хребет, смещая его центральную рифтовую долину более чем на 160 км. В районе 39° з. д. он отклоняется¹ к северо-востоку, а восточнее 32–34° з. д. — к юго-востоку, продолжаясь далее в район скважины «Гломар Челленджер» № 368, а возможно, и на континент. Южнее разлома расположено внутриокеаническое поднятие островов Зеленого Мыса субширотного простирания. Геофизические данные свидетельствуют о том, что южная граница поднятия также контролируется разломами [15]. Таким образом, крупнейшее поднятие восточной части центральной Атлантики расположено в блоке океанической коры, форма которого предопределена конфигурацией субширотных разломов. Такой вывод подтверждается также ориентировками магнитных и гравитационных аномалий, поднятиями акустического фундамента и аномалиями геоида [15]. Данные по батиметрии этой части акватории рельефа островов Зеленого Мыса также свидетельствуют о значительной роли субширотных линеаментов.

Предварительные данные геологической экспедиции Геологического института АН СССР свидетельствуют о сложной и многостадийной исто-

Рис. 1. Карта разломов северной части центральной Атлантики в масштабе 1 : 10 000 000 1—2 — разломы, установленные по данным: 1 — батиметрическим (а — достоверные, б — предполагаемые), 2 — геофизическим; 3 — тектонические депрессии, связанные с субширотной системой разломов; 4 — центральная рифтовая долина (по батиметрическим данным); 5 — сбросы (штрихи в сторону опущенного блока); 6 — надвиги; 7 — сдвиги; 8 — наиболее крупные подводные горы и их группы; 9 — продолжение подводного поднятия Сеара под осадками; 10 — оси глубоководных (более 6000 м) впадин; 11 — изогипсы, км (контуры упрощены); 12 — восточная граница мезозойско-кайнозойских впадин Западной Африки; 13 — изобаты, км; 14 — глубоководный желоб; 15 — скважины глубоководного бурения, их номера.

Цифрами на карте обозначены: 1—13 внутриокеанические поднятия: 1 — Горринж, 2 — Тор-Мадейра, 3 — Метеор, 4 — Азорские, 5 — Карнер, 6 — Новой Англии, 7 — Бермудское, 8 — Багамское, 9 — Барракуда, 10 — Сеара, 11 — Канарское, 12 — островов Зеленого Мыса, 13 — Сьерра-Леоне; 14—17 — абиссальные котловины: 14 — Северо-Африканская, 15 — Гамбия, 16 — Сом, 17 — Нерес; 18—24 — разломы: 18 — Ошеаногрофер, 19 — Атлантик, 20 — Кейн, 21 — 15°20', 22 — Вима, 23 — Св. Павла, 24 — Джи-аномалии

¹ Подобные отклонения обычно связывают [26] с изменением во времени положения полюса вращения плиты или спрединга.

рии разломообразования в пределах Республики Островов Зеленого Мыса.

В пределах о-ва Сан-Висенти закартированы взбросы и сбросы северо-западного простирания (310°), которые контролируют излияния пикритовых базальтов и внедрения субвулканических тел того же состава, наклоненных на северо-восток под углами $70-80^\circ$. Приблизительно в таком же направлении вытянуты четвертичные вулканические постройки, известные на островах Санту-Антан, Сан-Висенти, Санта-Лузия, Сан-Николау и на севере о-ва Сал. Сложная конфигурация подводного поднятия, видимо, обусловлена системой сбросов и сдвигов северо-восточного простирания. При этом подобные структуры установлены на о-ве Маю. Здесь же закартированы и надвиговые структуры, по которым на верхнеюрские — верхнемеловые образования и интрузивные комплексы кайнозойского возраста надвинуты породы верхней юры — верхнего мела. Сместители разломов слагаются тектоническими глинами, зонами ожелезнения и брекчирования. К ним часто приурочено внедрение даек и силлов основного состава. В породах автохтона известны напряженные, вплоть до опрокинутых, складки.

Субширотные разломы прослеживаются, вероятно, и восточнее архипелага островов Зеленого Мыса, где отмечаются левые смещения полюсовых магнитных аномалий. Еще восточнее в фундаменте Сенегальского бассейна, в округе Касаманса известна субширотная зона магнитных и гравитационных аномалий, которая, вероятно, связана с развитием субширотных разломов в центральной Атлантике.

Южнее островов Зеленого Мыса, на западе котловины Гамбия, фиксируется исчезновение субширотных разломов; которые, по данным батиметрии, появляются вновь только на южном обрамлении котловины. Здесь развита группа разломов Романш, Святого Павла и Чейн, неоднократно описанных в литературе (например, [16]). Эти разломы выражены в рельефе сложным сочетанием хребтов и долин с большими перепадами глубин. Разломы трассируются в пределы континентального склона Африки, где они контролируют строение осадочных бассейнов Того и Дагомеи. Имеются предположения, что система трога Бенуэ, заложенных в апт (?) — раннеальбское время, также генетически связана с развитием океанических разломных зон.

На севере региона (см. рис. 1) расположена крупная субширотная тектоническая зона, с которой связано протяженное поднятие океанического дна того же простирания, протягивающееся от о-ва Ньюфаундленд до побережья Пиренейского полуострова. В пределах этой структуры отмечается сложное чередование уступов, впадин и хребтов, с которыми связаны зоны землетрясений [20]. Секущее положение полосовых магнитных аномалий и элементов рельефа указывают на сложную тектоническую историю региона. При этом данные батиметрии не позволяют проследить эту разломную зону в район Гибралтарского пролива, скорее она протягивается к Пиренейскому полуострову, в пределах которого установлена система левых сдвигов того же простирания. Изучение банки Горринж, находящейся в пределах выделяемой структуры [17], показало, что в баррем-аптское время произошел наклон к северо-востоку ее отдельных блоков, а на рубеже мезозоя и кайнозоя здесь происходили активные магматические процессы, которые привели к формированию комплекса фанолитов. В районе установлены также тектонизированные серпентиниты, габброиды и многочисленные дайки, пронизывающие габбро в север — северо-западном направлении. Предполагается, что банка Горринж надвинута в тех же румбах. Наблюдениями с подводных аппаратов установлено большое количество молодых вертикальных разломов, на сместителях которых имеется тектоническая штриховка.

Субширотные разломы трассируются и на запад от срединно-океанического хребта. Это структурное простирание хорошо прослеживается у побережья северо-востока Южной Америки [12], где известны подводные хребты Северо-Бразильский, Сеара, а севернее — Барракуда, распо-

ложенные в пределах океанической коры. Первый из перечисленных хребтов практически не выражен в рельефе и прослеживается лишь по небольшим подводным горам. Считается, что здесь произошло проникновение ультраосновных пород по тектонической зоне субширотного простирания. Хребет Сеара частично выражен в рельефе, а на северо-западе он погружается под осадочный чехол, мощность которого достигает 5—6 км. Остальная часть этого поднятия перекрыта осадками мощностью в 800—1200 м, под которыми расположен слой с сейсмическими скоростями в 3,4 км/с, который, по мнению геофизиков, образован вулканическим материалом. Поднятие ограничено разломами на 4 и 8° с. ш. Считается, что образование этой структуры произошло 80 млн. лет назад.

Хребет Барракуда [12] представляет собой поднятие протяженностью до 400 км, северный склон которого имеет угол до 30, а южный — до 10°. С хребтом связан гравитационный максимум. Эта структура ограничена разломами, которые разделяют области с существенно различным простиранием магнитных аномалий. Поднятие сформировалось 10—50 млн. лет назад. Южнее хребта Барракуда установлен вал Южморгео, имеющий то же простирание. Структура не выражена в рельефе и погребена под осадками, мощность которых достигает 2000 м. Предполагается, что здесь находится система разломов субширотного простирания, проникающих вглубь на всю мощность земной коры.

Севернее описанного региона поведение субширотных разломов существенно различно. В одном случае они пересекают западные районы Атлантического океана, несколько отклоняясь к северо-западу. Это структурное простирание подчеркивается отдельными тектоническими уступами, но чаще не выражено в рельефе и устанавливается по изменению мощности осадков [28] и аномалиям теплового потока. Эти же простирания имеет линейная зона магматической проницаемости — цепь гор Новой Англии [24]. Последняя хорошо выражена в рельефе 30 главными пиками и отдельными подводными поднятиями, протягивающимися на расстояние 1350 км. Зона слагается щелочно-базальтовыми породами, сформированными между 103 и 38 млн. лет. Хребт обрамлен осадочными породами, которые не тектонизированы. Судя по смещениям береговой магнитной аномалии, здесь имеется сдвиг с амплитудой до 45 км. С целым рядом разломов связана сейсмическая активность с магнитудами до 6,0. Причем с 1931 по 1978 г. установлено шесть землетрясений с глубиной очагов до 11 км [25]. Этими же разломами с северо-востока и юго-запада ограничено Бермудское поднятие, сложенное пиллоу-лавами и сланцами двух генераций. Подъем структуры происходил в мел-палеогеновое время, причем только на средний эоцен приходится около 700 м. Возраст сланцев оценен в 33 млн. лет, что отвечает границе эоцена и олигоцена.

Вместе с тем анализ схемы показывает, что не все субширотные разломы прослеживаются в северо-западную часть Атлантического океана. Многие из них (см. рис. 1) отклоняются к юго-западу и затухают вдоль зоны, к которой приурочено резкое изменение глубин фундамента [28]. Эти обстоятельства позволяют предполагать здесь наличие крупной тектонической зоны, протягивающейся от широты южного окончания Большой банки Ньюфаундленда почти до желоба Пуэрто-Рико. Анализ батиметрии показывает, что вдоль этой зоны происходит резкая смена простираний элементов рельефа — западнее ее преобладают северо-восточные направления. Обращает на себя внимание и тот факт, что подводные горы Новой Англии и Карнер нигде не пересекают зону предполагаемого разлома, общая протяженность которого достигает 3000 км.

Второй крупной системой разломов является вся совокупность разрывных нарушений, связанных с Срединно-Атлантическим подвижным поясом, расположенным в пределах срединно-океанического хребта. Здесь разрывные структуры выражены крутыми уступами рельефа, образуют выпуклую к западу дугу, протягивающуюся от экватора до Азорских островов и далее на север. При этом отмечается уменьшение количества дешифрируемых разломов в северной части этого пояса. Приме-

чительно, что эти разрывные нарушения распространены и за пределами срединно-океанического хребта и образуют характерный рисунок рельефа в абиссальных котловинах.

Разломы этой системы были подробно исследованы в районе полигона FAMOUS [22]. Напомним, что здесь срединная рифтовая долина ограничена разломами, совпадающими с ней по простиранию. Падения сместителей направлены в сторону осевой части центрального рифта под углами от 44 до 56°. При этом отчетливо устанавливаются эскарпы высотой более 300 м. Разломы и трещины развиты в виде групп или эшелонов, реже в виде отдельных структур. В плане они часто имеют более или менее извилистый рисунок. В разломных зонах отмечается чередование массивных базальтов и разломных брекчий мощностью до 0,5. Общая мощность отдельных разрывных зон может достигать 50—100 м. Блоки, ограниченные разломами, обычно наклонены в стороны от рифтовой долины. Отмечается также присутствие грабеновых структур, образование которых связывают с процессами молодого вулканизма. В связи с этим отметим, что в пределах Азорских островов отмечаются меридиональные грабеновые долины, к которым приурочены центры молодого вулканизма.

Вышеприведенные особенности строения Срединно-Атлантического подвижного пояса сохраняются и в других его районах. Так, например, между 25 и 26° с. ш. установлены блоки, ограниченные разломами, имеющими протяженность от десятков метров до километров. С крупным эскарпом на западе срединной рифтовой долины, высотой от 30 до 300 м, связано поле гидротермальной деятельности. Драгировки, проведенные [23] на 26°15,8' с. ш., показали, что в пределах разлома с падением 55° связаны гарцбургиты, гидророссуляр-амфиболитовые породы. Изучение этого района показало также, что по простиранию меняется сейсмичность — здесь северная часть рифта гораздо активнее, чем южная. При этом эпицентры приурочены к широким впадинам внутри рифта на пересечении с поперечными долинами или к отдельным горам. Отметим, что эпицентры землетрясений между 36 и 37° с. ш. приурочены к разломам, ограничивающим западный борт рифтовой долины.

Для Срединно-Атлантического подвижного пояса характерны деформации, связанные с разломообразованием, но не выраженные в рельефе. Здесь имеются в виду в первую очередь данные, полученные при глубоководном бурении и драгировках. Во время 82-го рейса бурового судна «Гломар Челленджер» в скважинах 556, 558 и 560 на забое были установлены милонитизированные серпентиниты, содержащие в ряде случаев блоки серпентинизированных габбро и прослойки тектонических брекчий по базальтам. В скважинах 395А и 396В низы «разрезов» скважин слагаются мощными тектонитами по порфирическим базальтам [19]. В более северных районах, на 45° с. ш., отмечаются случаи неупорядоченного распределения серпентинитов, что позволило Ф. Аументо и др. [1] предположить тектонический способ внедрения этих пород, подвергшихся позже сколовым деформациям, трещиноватости и брекчированию. Из этого района были драгированы катаклазированные амфиболсодержащие перидотиты и гарцбургиты. Тектонические брекчии, состоящие из обломков серпентинитов, амфиболитов, пелагических илов, а также тектонизированные серпентиниты установлены в хр. Пальмер, причем, по мнению Дж. Канна, образование этих пород произошло позже 27 млн. лет. Подобные тектонические образования известны и из других районов срединно-океанического хребта.

К западу и востоку от срединного хребта расположены абиссальные котловины, соответствующие талассогенам. Эти районы Атлантического океана также претерпели этапы интенсивного разломообразования. В пределах талассогена развиты разломы северо-восточного простирания. Они отчетливо устанавливаются, по данным батиметрии, в восточной части региона, где выражены системой долин и хребтов соответствующего простирания. Западнее известен хребет Джи-аномалии, который не строго параллелен магнитным изохронам. Хребет почти не вы-

ражен в рельефе, так как перекрыт осадочными образованиями. Установлено [29], что акустический фундамент погружается в виде серии уступов в северо-западном направлении с 6,2 до 7,5 км. Он разбит серией разломов, падающих в том же направлении, которые параллельны оси хребта. Отмечается разворот блоков, при этом образование этих структур произошло, видимо, до отложения баррем-нижнеаптских карбонатов.

На востоке Атлантического океана известен ряд внутриокеанических поднятий, одно из которых расположено на границе Срединно-Атлантического подвижного пояса и талассогена. Здесь структура региона осложняется системами подводных гор Атлантис-Метеор [30]. Этот крупный вулканический комплекс слагается базальтами с возрастом от 11 до 16 млн. лет, установленным по калий-аргоновому методу, при этом ряд подводных гор имеет и современный возраст. Вершины покрыты биогенными известняками мощностью до 450 м на вершинах и до 600 м на флангах. Находки фораминифер указывают на миоценовый возраст. Группа подводных гор Атлантис-Метеор оконтуривается по изобате 3750 м, и с ними связаны магнитные аномалии интенсивностью до 500 нТ. Район разбит разрывными нарушениями, которые установлены по данным магнитометрии.

Восточнее описанного выше региона располагается крупное поднятие — подводный хребет Мадейра-Тор, которому соответствует магнитная Джи-аномалия. Эта структура венчается о-вом Мадейра, в пределах которого вулканизм начался с миоценового времени. Общее простирание хребта субмеридиональное. Однако субширотные впадины в его пределах свидетельствуют о том, что он нарушен разломами соответствующего простирания.

Западнее хребта располагается абиссальная котловина Мадейра. Сейсмические исследования в этом районе позволили выделить большое количество разломов в осадочном чехле, образование которых связывают с локальными тектоническими процессами и дифференцированным уплотнением осадков. Судя по опубликованным данным, осадочные толщи смяты в пологие складки. Эти же авторы указывают на наличие древних разломов простирания 105° , развитых между $30^\circ 30'$ и $31^\circ 50'$ с. ш.

Юго-западнее, в пределах талассогена отчетливо обособляется район, в котором развиты относительно глубоководные (до 6000 м) впадины субмеридионального простирания. При этом они резко обрываются примерно на 20° с. ш. Такой специфический рельеф развит только в этой части Атлантического океана. Возможно, что он обусловлен какими-то особенностями строения этого района.

Еще одна система разломов связана со структурами переходных зон Атлантики. Хорошо известно, что основным элементом строения пассивных окраин атлантического типа являются крупные прогибы, расположенные в пределах континентального склона и шельфа, с которыми генетически связаны крупные впадины в пределах континентов (Аюн-Тарфая, Сенегальская и др.).

На западе Африки такие прогибы протягиваются от Марокко до Сьерра-Леоне, причем южнее Сенегала они резко уменьшаются в размерах и далее нами не рассматриваются. Для прогибов характерны большие мощности осадков, достигающие 8—10 и, возможно, 14 км [15], при этом область максимального прогибания находится в пределах континентального склона и подножия.

Система западно-африканских прогибов имеет на широте Дакара максимальную ширину. По мнению большинства геологов [15], зоны повышенного осадконакопления отражают крупные тектонические нарушения, заложенные при распаде Гондваны в начале мезозоя, а возможно, и в конце палеозоя. Современная структура приокеанического прогиба представляет собой моноклинали, наклоненные в сторону океана и сложенные осадочными породами. Строение осложняется эскарпами юрско-меловой карбонатной платформы [15] и диапирами соли. В пределах Сенегальской впадины геофизические исследования застав-

ляют предполагать, что ее фундамент разбит субмеридиональными разрывами и осложнен многочисленными интрузиями. Большое количество сбросов выделено в районе п-ова Зеленого Мыса. В пределах шельфа и континентального склона широко распространены подводные каньоны, некоторые разломы типа сбросов установлены на шельфе Гвинеи.

На северо-востоке Южной Америки также установлены большие мощности осадков, достигающие 10—12 км. Здесь в пределах шельфа установлены серии ступенчатых сбросов, параллельных береговой линии. В Бразилии подобные сбросы контролируют также устье Амазонки, напротив которого развит крупный конус выноса с признаками глиняного диапиризма. Структуры шельфа осложнены интрузиями с возрастом 203 и 96 млн. лет. Севернее Карибского региона расположена Багамская область с повышенной мощностью коры. Имеются предположения, что формирование проливов между Багамскими островами было связано со сбросообразованием и сдвигами простирания 115—130°. Не исключено, что здесь находят свое продолжение сдвиги северо-восточного простирания, известные на о-ве Куба.

На атлантическом побережье Северной Америки установлены серии ступенчато опускающихся блоков, параллельных побережью, правые сдвиги. Высказываются предположения, что крупные осадочные бассейны, развитые на континентальном склоне и шельфе, контролируются как субмеридиональными, так и субширотными разломами.

Описание разломных зон континентальных окраин Атлантического океана было бы неполным без упоминания о крупных разломах, присутствующих в основании Малой Антильской дуги. Здесь геофизическими методами и глубоководным бурением во время рейса 78А судна «Гломар Челленджер» был установлен фронт деформации, протягивающийся практически от желоба Пуэрто-Рико до окончания о-ва Тринидад. Бурение в районе хр. Тибурон выявило сложное соотношение миоценовых и плиоценовых толщ. Причем в скв. 541 отмечено тектоническое перекрытие плиоценовых образований нижнемиоценовыми.

Завершая описание разломных зон, отметим еще один тип разрывных дислокаций, образование которых связано с формированием структуры Атлантического океана. В эту систему входят протоатлантические разломы, активно развивающиеся во время деструкции Гондваны. Эти нарушения известны как на восточном, так и на западном побережьях Атлантического океана. Можно предполагать, что зоны глубинной проницаемости раннемезозойского возраста в Бразилии, США, Канаде, Португалии, Сьерра-Леоне и в других местах наследуют крупные структуры растяжения сложной морфологии. При этом основной состав даек свидетельствует о достаточно большой глубине проникновения этих древних зон. Вторая группа разрывных нарушений, связанных с развитием Атлантического океана, образовалась несколько позже и имеет в отличие от предыдущей резко секущее простирание. К таким тектоническим образованиям можно отнести структуры типа трога Бенуэ, Амазонские разломы [11], упоминающуюся выше зону на юге Сенегала и некоторые другие. Такие нарушения можно, очевидно, рассматривать как реакцию континентальных блоков на тектонические напряжения, существующие в океанической литосфере, они могут быть названы резонансно-океаническими. Более точное изучение этих структур на фоне корреляции тектонических процессов на континенте и в акватории должно принести много нового как в вопросе происхождения разломов океана, так и континента.

Составленная морфоструктурная карта северной части центральной Атлантики позволяет сделать следующие общие замечания и выводы.

1. Земная кора в пределах изученного региона раздроблена многочисленными разломами, образующими несколько разноориентированных систем. Первая из них представляет собой совокупность крупных субширотных разломов-гигантов, пересекающих все структурные зоны современной Атлантики. Эти нарушения были названы В. Е. Хаиным магистральными. Они имеют сложную морфологию и, очевидно, неодновозраст-

ны по своему простираению. Приуроченность к этой системе отдельных вулканических цепей разного возраста, контроль распределения гирромагмофильных элементов [2] указывают на то, что некоторые из них проникали на достаточно большие глубины. Распределение теплового потока, современные эпицентры землетрясений показывают их активность не только в пределах срединно-океанического хребта, но и в абиссальных котловинах. Вторая система образована многочисленными разломами, связанными с продольными структурами срединно-океанического хребта, причем ее соотношение с первой показывает, что в ходе развития Атлантического океана происходила активизация то одной, то другой системы. Третья представлена разрывными нарушениями, развитыми только в талассогенах, при этом различная морфология структур и их ориентировка свидетельствуют о большой неоднородности земной коры в абиссальных котловинах. Четвертая система развита в пределах пассивных континентальных окраин Атлантического океана. Наконец, последний обрамляется целым поясом разрывных структур, генетически связанных с процессами океаногенеза. Особую систему представляют деформации, образованные при горизонтальном тектоническом расслаивании океанической литосферы на разных уровнях. При этом были сформированы зоны милонитов [8], брекчий и серпентинитового меланжа. Все вышеприведенные факты свидетельствуют о большой подвижности земной коры и более глубоких горизонтов в пределах акватории северной части центральной Атлантики, что противоречит известным положениям о большой жесткости и монолитности единых литосферных плит.

2. Указанные системы разломов объединяют тектонические нарушения различной протяженности, глубинности заложения и разнообразных кинематических характеристик. Геолого-геофизические методы и данные глубоководного бурения свидетельствуют о существовании разноамплитудных и разноскоростных вертикальных движений [7, 13], сдвигов и надвигов. Такое разнообразие типов разрывных нарушений явилось следствием сложных геодинамических процессов, включающих, очевидно, этапы сильного и неоднородного сжатия в различных частях акватории. Этот факт, как представляется, необходимо учитывать при построении тектонических моделей развития Атлантического океана.

Литература

1. Аументо Ф., Ланкаверик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.).— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168—197.
2. Буго А., Жорон Ж. Л., Тройль М. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с. ш.).— В кн.: Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984, с. 114—134 (МГК, 27 сессия, сек. С.06, симп. S07.2.2, докл. т. 6, ч. 1).
3. Ильин А. В. Проблема происхождения и развития поперечных разломов срединно-океанических хребтов.— В кн.: Проблемы океанизации Земли. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 1983, с. 120—136.
4. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 456 с.
5. Коган Л. И., Зоненшайн Л. П. Строение трансформных разломов центральной Атлантики по данным глубинного сейсмического профилирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 2, с. 15—28.
6. Лавров В. М. Геология срединно-океанического хребта. М.: Наука, 1979. 142 с.
7. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
8. Силантьев С. А. Метаморфические породы дна Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 102 с.
9. Соловьева И. А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 27—48.
10. Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 58—67.
11. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов (Объяснительная записка к Тектонической карте Мира. Масштаб 1 : 25 000 000). Москва: ВНИИзарубежгеология, 1980. 90 с.
12. Birch F. S. The Barracuda Fault zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies.— Deep-Sea Research, 1970, v. 17, № 5, p. 847—860.

13. *Bonatti E., Sartoria R. Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vem a Fracture zone in the Atlantic: Evidence from dredged Limestones.— *Tectonophysics*, 1983, v. 91, № 3/4, p. 213—232.
14. General Bathymetric Chart of the oceans (GEBCO) 1 : 10 000 000, Canadian hydrographic Service, Ottawa, 1982.
15. *Geology of the Northwest African Continental Margin.* Berlin, Springer, 1982, p. 703.
16. *Gorini M. A.* The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins. Gulf of Guinea to Northeastern Brazil, 1981. 116 p.
17. Groupe CYAGOR II Gorringe Bank (Atlantic ocean, SW Portugal): a section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible.— *Ofioliti*, 1982, v. 7, № 2/3, p. 267—277.
18. *Harbison R. N., Lattimore R. K., Rona P. A.* Structural lineations in the Canary basin, Eastern Central North Atlantic.— *Mar. Geol.*, 1973, v. 14, № 4, p. 269—275.
19. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XLV, Washington, 1979. 1259 p.
20. *Laughton A. S., Roberts D. G., Graves R.* Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to Southwest Europe.— *Deep-Sea Research*, 1975, p. 791—810.
21. Leg 78 A. Eastern Caribbean Sea.— *Joides J.*, 1981, v. VII, № 2, p. 10—21.
22. *Luyendyk B. P., MacDonald K. C.* Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: Observations with a deep-towed instrument package.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, № 5, p. 648—663.
23. *McCregor B. A., Rona P. A.* Crest of the Mid-Atlantic Ridge at 26° N.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, № 23, p. 3307—3314.
24. *McHone J. G., Butler J. R.* Mesozoic igneous provinces of New England and the opening at the North Atlantic Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, v. 95, № 7, p. 757—765.
25. *Nishenko S. P., Pardy G. M., Ewing J. J.* Microaftershock survey of the 1978 Bermuda Rise earth quake.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № B13, p. 10624—10636.
26. *Purdy G. M., Rabinowitz P. D., Vetterop J. J.* Kane fracture zone in the Central Atlantic Ocean.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 45, № 2, p. 429—434.
27. *Schminche H. U.* Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores island Groups.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, № 2, p. 633—648.
28. *Tucholke B. E., Houts R. E., Ludwig W. J.* Sediment thickness and depth to basement in western North Atlantic Ocean Basin.— *AAPG Bull.*, 1982, v. 66, № 9, p. 1384—1395.
29. *Tucholke B. E., Ludwig W. J.* Structure and origine of the J-Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № B11, p. 9389—9407.
30. *Verhoef J., Collette B. J.* A tear fault system beneath the Atlantic-Meteor seamount group.— *Annals Geophys.*, 1983, v. 1, № 3, p. 199—206.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
21.11.1985