

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Введение

В течение 10 лет Геологическим институтом Российской академии наук проводились целенаправленные исследования разломных зон в приэкваториальной области Центральной Атлантики на пространстве между разломами Чейн и Зеленого Мыса ($15^{\circ}20'$ с.ш.). Восемь экспедиций были осуществлены на НИС "Академик Николай Страхов". Исследования проводились в рамках Государственной научно-технической программы "Мировой океан": проекта "Литос", а затем "Глубинные геосферы". Две последние экспедиции были проведены совместно с Институтом морской геологии Болоньи (Италия). С российской стороны научным руководителем работ на всех этапах являлся академик Ю.М.Пушаровский, с итальянской – иностранный член РАН, профессор Э.Бонатти. Авторы настоящей книги были ответственными исполнителями работ в подавляющем большинстве экспедиций. Объекты изучения показаны на схеме (рис.1).

Результаты исследований публиковались в ряде книг, но главным образом в журналах "Геотектоника" и "Доклады Российской академии наук". Были также публикации и в некоторых зарубежных изданиях. Однако в сведенном и достаточно полном виде публикаций до сих пор не было. Цель данного издания восполнить этот пробел.

В исследованиях главное внимание обращалось на морфологию, состав пород и тектонику разломных зон. Изучались также отдельные вопросы металлогении. Все это и составляет основное содержание книги. Особенность нашей методики исследований состояла в изучении разломных зон на больших расстояниях по их простиранию, а не точно, как обычно делалось предшественниками. Оказалось, что такой подход очень эффективен для выявления истинной картины строения разломов.

Морфологический и геологический материал экспедиций к настоящему времени обработан достаточно полно, а геофизический – лишь частично. Профили, проведенные с целью расшифровки глубинного строения (методом широкоугольного сейсмопрофилирования – ШГСП), из-за финансовых затруднений остались почти необработанными.

Настоящая книга написана: Ю.М.Пушаровским – введение, главы 1 и 2, заключение; А.А.Пейве – глава 3; Ю.Н.Разницыным – глава 4; Е.С.Базилевской – глава 5.

Большое творческое участие в проведенных исследованиях приняли, помимо авторов, А.С.Перфильев, А.О.Мазарович, Н.Н.Турко, Г.В.Агапова, С.Г.Сколотнев (Геологический институт), В.Н.Шарапов, В.Ю.Колобов и С.А.Симонов (Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН), а с итальянской стороны – Э.Бонатти, М.Лиджи и Л.Гасперини. Их публикациями мы будем широко пользоваться. Работы поддерживались Министерством науки и технической политики России и частично Международным научным фондом. Подготовка и публикация книги стала возможной благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-05-14070).

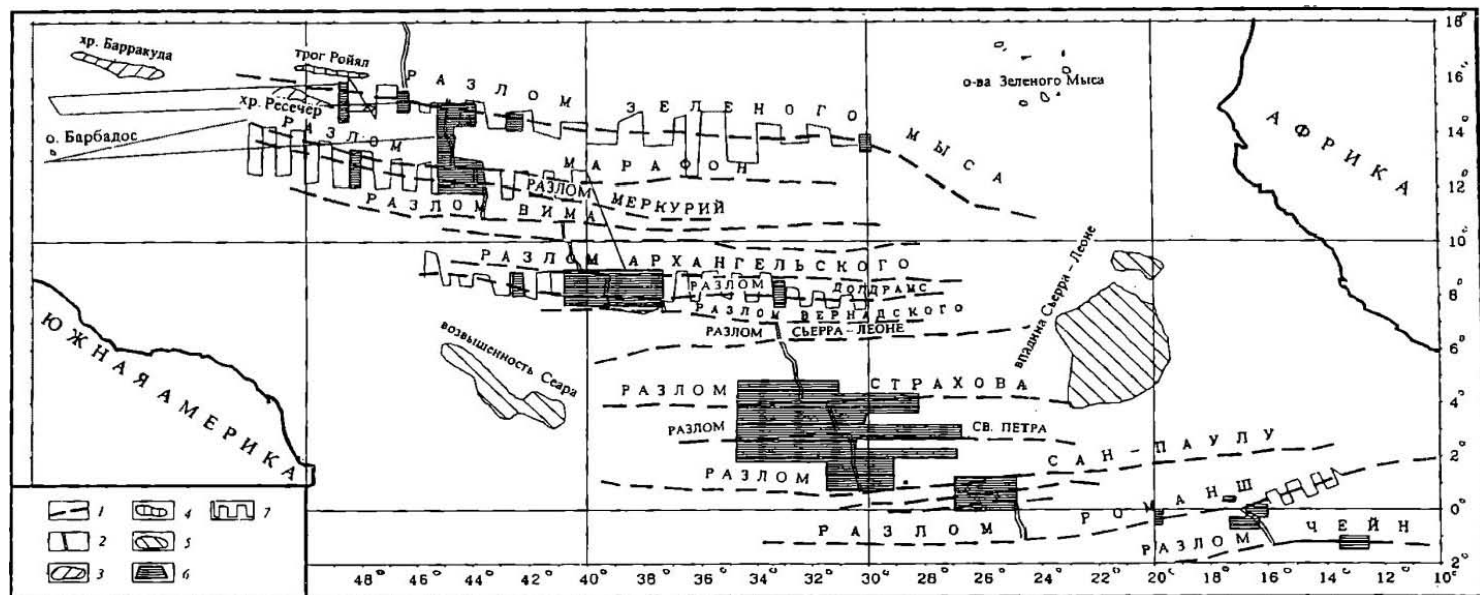


Рис. 1. Схема исследований, проведенных Геологическим институтом РАН на НИС "Академик Николай Страхов" в Центральной Атлантике в 1986-1994 гг.

1 - разломные зоны; 2 - осевой рифт Срединно-Атлантического хребта; 3 - приразломные хребты; 4 - приразломный трог; 5 - крупные подводные возвышенности; 6 - полигоны площадных исследований; 7 - маршрутные исследования

Fig. 1. Scheme of the investigations done by the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences on R/V "Akademic Nikolai Strakhov" in Central Atlantic during 1986-1994

1 - fracture zones; 2 - axial rift of the Mid-Atlantic Ridge; 3 - ridges adjacent to the fracture zone; 4 - trough adjacent to the fracture zone; 5 - large abyssal hills; 6 - polygons of the regional investigations; 7 - track investigations

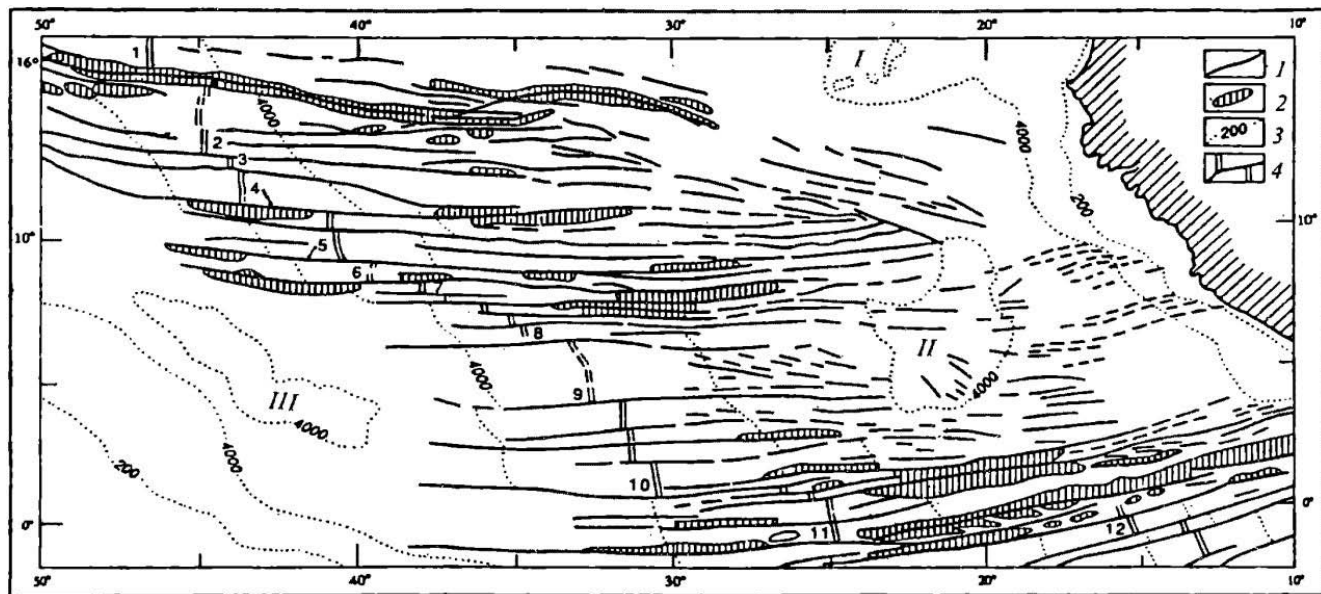


Рис. 2. Схема разломов Центральной Атлантики [65]

1 – разломы; 2 – поперечные хребты; 3 – изобаты, м; 4 – рифтовая зона.

Цифры на схеме: поднятия (I-III): I – о-вов Зеленого Мыса, II – Сьерра-Леоне, III – Сеара; зоны разломов (1-12): 1 – Зеленого мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Долдрамс, 7 – Вернадского, 8 – Сьерра-Леоне, 9 – Страхова, 10 – Сан-Паулу, 11 – Романш, 12 – Чейн

Fig. 2. Scheme of the Central Atlantic fracture zones [65]

1 – fracture zones; 2 – transverse ridges; 3 – isobath, m; 4 – rift zone.

Numbers on the scheme: highs (I-III): I – Cape Verde islands, II – Sierra Leone, III – Ceara; fracture zones (1-12): 1 – Cape Verde, 2 – Marathon, 3 – Mercurius, 4 – Vema, 5 – Arkhangelsky, 6 – Doldrums, 7 – Vernadsky, 8 – Sierra Leone, 9 – Strakhov, 10 – Saint-Paul, 11 – Romanche, 12 – Chain

Глава 1. Строение разломов

Поперечные разломные зоны в исследованной области Атлантики образуют наибольшее сгущение по сравнению с другими районами океанского дна. По ширине полоса этого сгущения составляет 1700 км (рис. 2). До недавнего времени строение разломов – столь яркого океанского структурного феномена – было изучено крайне слабо. Все они именовались трансформными разломами, в пределах которых обособлялись "активная" (межрифтовая) и "пассивная" части. Отмечалось, что с "активными" частями сопряжена повышенная сейсмичность. Лишь некоторые исследователи (Э.Бонатти и другие) обращали серьезное внимание на внутреннюю структуру разломов. Несмотря на то, что разломные зоны простираются на очень большие расстояния, а следовательно представляют собой крупнейшие линейменты, вопрос об их описании на всем протяжении не стоял. Поэтому геодинамические построения носили схематический характер и во многих случаях в большей степени отражали то, что должно было бы соответствовать теоретическим соображениям, а не то, что было в действительности. Однако сказанное не уменьшает значения самой идеи трансформации движений вдоль большинства разломных зон. Она справедлива и притом не в меньшей мере, чем идея спрединга. Речь идет о том, каковы конкретные проявления тектонических движений в разломных зонах, действительно ли все здесь так ясно и просто, как принято считать в плейттектонике, а также о том, являются ли эти разломы базовой опорой плейттектонической модели.

В данном разделе рассматривается морфоструктура разломных зон, дающая очень важную информацию для тектонических построений. Будут затронуты также и некоторые геодинамические вопросы.

Морфологические и структурные особенности разломов

Разломная тектоника изученной области Центральной Атлантики отображена на структурно-морфологической схеме (см. рис. 2). На ней видно, что океанское дно здесь испещрено разломами разного порядка и разного структурного значения. Их пространственная ориентировка и положение относительно осевого рифта Срединно-Атлантического хребта также неодинаковы.

Обособляется три группы разломных структур.

Между разломными зонами Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне наблюдается наибольшее сгущение разломов. Среди них выделяются как очень крупные, так и относительно небольшие. Характерную особенность составляет подмеченная А.О.Мазаровичем конвергенция разломов [47] – схождение их на флангах, так что в плане образуется линзовидная форма соответствующего блока коры. Разломы-ограничители упомянутый автор назвал разломами-терминаторами. Им придается весьма важное структурное значение.

Южнее, вплоть до следующего разлома-терминатора, Сан-Паулу, разломные структуры более разрежены и имеют меньшую протяженность. Наиболее значительные среди них субпараллельны, но мелкие нередко ориентированы под косыми углами. Совершенно очевидно, что геодинамическая обстановка здесь иная, чем в предыдущем случае.

Последняя группа охватывает разломные зоны Сан-Паулу и Романш. Это очень сложный по структуре и истории развития участок, являющийся разделом Центральной и Южной Атлантики. Все больше сторонников приобретает

точка зрения, что разломная зона Романш составляет лишь часть линеамента, простирающегося из Южной Америки далеко в Африку.

Разлом Чейн, лежащий в 180 км южнее Романша, находится вне пределов третьей группировки и относится уже к Южной Атлантике.

Таким образом, обособляются три структурных участка и соответственно три геодинамически существенно разные обстановки. Очень трудный вопрос – что отражают эти обстановки? Ясно одно, что уравнильное отношение к геодинамике океанского дна – путь неперспективный для построения сколько-нибудь удовлетворительных моделей разломообразования. Приходится считать, что на глубинах существует большая пестрота полей напряжения как по вертикали, так и по горизонтали.

Такой вывод находит подтверждение также в расположении наиболее протяженных отрезков разломных структур в районе океана, лежащем восточнее осевой рифтовой зоны. Но равномерности и в данном случае нет. Общий вывод, который можно сделать: мы имеем здесь дело с неоднородным строением глубин и нелинейной геодинамикой [52], которые выступают как "две стороны одной медали".

Проследим далее морфоструктуру конкретных разломов.

Разлом-терминатор Зеленого Мыса (иначе – разлом $15^{\circ}20'$). Разлом протягивается в субширотном направлении на расстояние не менее 2300 км, далеко выходя за пределы Срединно-Атлантического хребта [83]. По особенностям строения он распадается на четыре продольных отрезка (рис. 3). Наиболее восточный из них (29° – 34° з.д.), находящийся в пределах абиссальной плиты, представлен узким желобом и сопровождающими его с севера и юга хребтами. На крайнем востоке с северной стороны простирается дополнительное поднятие, вытянутое на 200 км. Далее на запад (34° и 42° з.д.) лежит весьма сложно построенный отрезок, где выделяется несколько (до шести) желобов-трогов разной длины, глубины, формы и ориентировки, разделенных позитивными элементами. Некоторые из них ветвятся, другие располагаются кулисно по отношению друг к другу. Описываемый отрезок приурочен к восточному флангу срединного хребта, отражая большую геодинамическую специфику данного сегмента, простирающегося в субширотном направлении почти на 900 км. Наблюдаемые здесь структурные соотношения хорошо сопоставляются с соотношениями, выявленными в разломной зоне Хэйса (35° с.ш.) [175]. Обратим внимание, что данный сегмент и предшествующий находятся в несогласном соотношении между собой, из чего следует неравномерность в структурном развитии разломной зоны.

Далее на запад (42° – 46° з.д.) обособляется отрезок, пересекающий сводовую часть Срединно-Атлантического хребта. Он имеет морфологическую специфику (нодальная впадина, небольшие поперечные трог), но в целом структура его простая и определяется центральным желобом и сопровождающими его по обе стороны поднятиями – хребтами. В его пределах лежит "активная" часть разломной зоны, имеющая длину 195 км. Наконец, крайний западный отрезок (46° – 51° з.д.) вновь имеет более сложную структуру. Здесь выделяются желоба и трог, разделенные поднятиями, а также поперечные (субмеридиональные) ложбины-прогибы. Хотя структура отрезка в целом усложненная, никакого сходства со структурой отрезка, лежащего восточнее свода срединного хребта, она не имеет. Симметрия отсутствует.

Приведенные данные свидетельствуют о прихотливой истории развития разлома-терминатора, локальной смене по ходу развития геодинамических обста-

новок, имеющей мало общего с равномерным поступательным процессом формирования трансформных разломов, как обычно принимается.

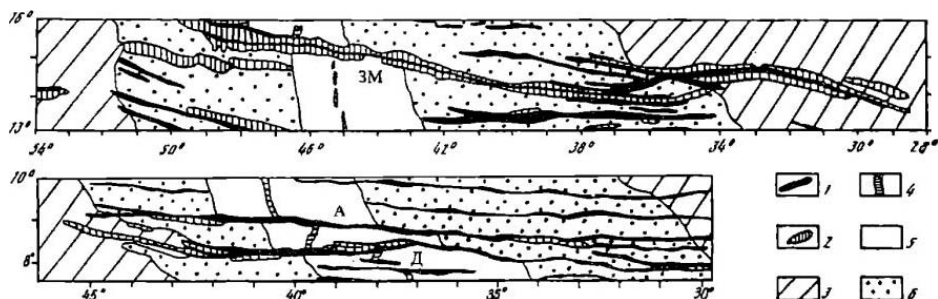


Рис. 3. Разломы Зеленого Мыса (ЗМ), Архангельского (А) и Долдрамс (Д) [84]
1 – желоба и трог; 2 – гребни и хребты; 3 – глубоководные котловины; 4 – осевая рифтовая зона; 5 – сводовая часть Срединно-Атлантического хребта; 6 – фланги срединного хребта

Fig 3. Fracture zones: Cape Verde (ЗМ), Arkhangelsky (А) and Doldrums (Д) [84]
1 – trenches and troughs; 2 – crests and ridges; 3 – abyssal basins; 4 – axial rift zone; 5 – arch part of the Mid-Atlantic Ridge; 6 – flanks of the Mid-Atlantic Ridge.

А.О.Мазарович [47], основываясь на данных батиметрических карт и данных спутниковой альтиметрии, трассирует этот разлом на восток в пределы окраины Африки, а на запад (менее определенно) к хребту Барракуда. В этом случае длина линеймента составляет около 4300 км. Такая громадная протяженность характеризует данный разлом-терминатор действительно как одну из генеральных разрывных структур в океане.

Разлом Марафон. Простирается он, как и предыдущий, в субширотном направлении, между 12° и 14° с.ш., отклоняясь к северо-западу. Он был исследован на протяжении 1300 км (14°30'–52°00' з.д.), но истинная длина, как показывают данные о морфологии дна, на несколько сотен километров больше. Смещение осевого рифта срединного хребта по нему составляет 110 км. По инфраструктуре разлом совершенно отличен от разлома Зеленого Мыса. В рельефе он выражен единым прямолинейным желобом, главным образом узким, местами с пережимами, который на северо-западе расширяется и переходит в пологую депрессию [73, 49].

Продольный профиль (рис. 4) свидетельствует о резко пересеченном рельефе в сводовой, существенно поднятой части срединного хребта, где имеются нодальные впадины и угловое поднятие, представленное крупной горой Ферсмана. Последняя находится северо-восточнее западной нодальной впадины и представляет собой молодую вулканическую постройку центрального типа. Межрифтовая часть разлома выражена V-образной депрессией с глубинами 4200–4500 м, лишенной осадков и пересеченной субмеридиональными гребнями-порогами.

Относительная резкость структурных черт, общая простота строения разлома и молодой вулканизм могут указывать на его сравнительно недавнее образование. Но достаточной уверенности в этом нет, так как мощности осадков в разломе достигают 500, а иногда и 1000 м [73]. Разбуривание таких толщ пролило бы свет на данную проблему, но этого пока не сделано.

Разлом Меркурий. Он протягивается южнее разлома Марафон и параллельно ему, причем расстояние между ними составляет лишь около 60 км [73]. По многим признакам разлом сходен с разломом Марафон, в том числе и по длине, но смещение рифта по нему много меньше – 40 км. Как и предыдущий, разлом Меркурий выражен в рельефе системой узких депрессий, рассредотачивающейся на западе (см. рис. 4). Продольный профиль разлома, построенный для отрезка, расположенного между $40^{\circ}30'$ и $51^{\circ}30'$ (расстояние 1300 км), по контурам близок к профилю Марафона, но акустический фундамент на западе лежит на глубине 6000 м, тогда как в случае Марафона он располагается на меньшей (на несколько сотен метров) глубине. Мощность 1-го слоя на западе более 1000 м, т.е. вдвое больше, чем в трогее разлома Марафон. Из сопоставления данных о мощностях 1-го слоя, глубинах залегания фундамента и особенно амплитудах межрифтовых смещений видно, что несмотря на очень близкое расположение разломов и морфологическое сходство по ряду важных признаков, геодинамические режимы в их пределах неодинаковы. Более того, они изменяются по простиранию самих разломов. То и другое с отчетливостью не было констатировано прежде. В то же время обе особенности не позволяют уравнивать геодинамические свойства океанской литосферы практически ни в каких пределах. Их усреднение скрывает пестроту геодинамических полей и не приближает к пониманию истинных процессов. А в этих последних, как можно видеть, хотя бы из сравнения амплитуд смещения осевых рифтовых зон, существенную роль играют нелинейные геодинамические эффекты.

Между разломами Марафон и Меркурий имеются различия не только в геодинамике, но и в магматизме. Разлом Марафон является южной границей провинции обогащенных базальтов, простирающейся сюда от разломной зоны Зеленого Мыса.

Разлом Вима. Он простирается в районе 11° с.ш. Данный разлом – один из крупнейших. Он прослеживается на расстоянии не менее 2300 км. Смещение (левостороннее) осевого рифта срединного хребта составляет 320 км. Разлом хорошо изучен. В рельефе дна на большей части он выражен глубоким (местами >5000 м) желобом–трогом, обладающим крутыми склонами. Примечателен южный склон, высота которого ~3000 м. В нем вскрыт почти полный разрез океанической коры. Одновременно он является северным склоном протяженного (>300 км) и высоко поднятого трансверсивного хребта, обрамляющего долину разлома с юга (рис. 5). Если ширина разломной долины 15 км, то упомянутого хребта – 30 км [146]. Отмечается, что гребень хребта располагается на 2–4 км выше, чем должно было бы быть в "нормальном" случае погружения океанского дна. К западу от западного интерсекта местами глубина залегания хребта менее 600 м. По направлению к восточному интерсекту долина разлома раздваивается. Хребет, разделяющий южный и северный трог, поднимается на 1200 м. На востоке "активной" части имеется нодальная впадина, которая небольшим молодым вулканическим хребтом разделена на две части.

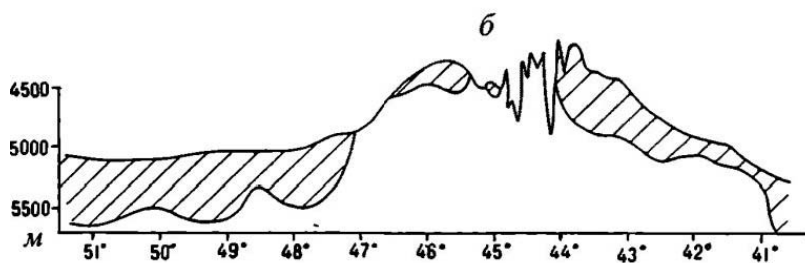
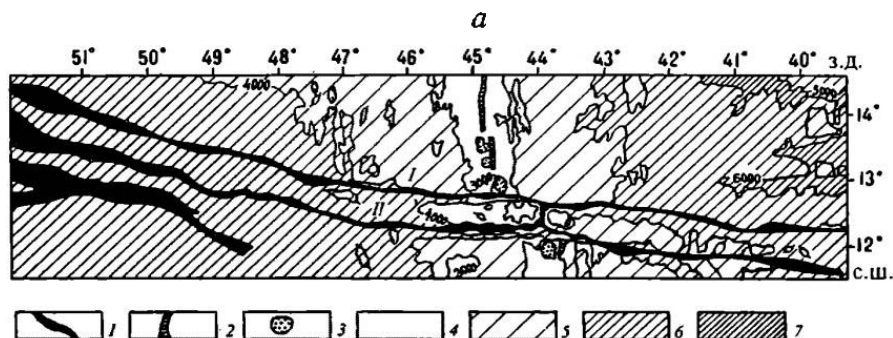


Рис. 4. Разломы Марафон (вверху) и Меркурий (внизу) (а) и продольный профиль дна и акустического фундамента разлома Марафон (б) [73]

а. 1 – желоба разломов; 2 – рифтовые долины; 3 – угловые поднятия; 4 – 7 – глубины, м:
 4 – <3000, 5 – 3000–4000, 6 – 4000–5000, 7 – >5000
 б. Штриховка на профиле – осадки

Fig. 4. Marathon (above) and Mercurius (below) fracture zones (а) and longitudinal profile of the bottom and acoustic basement of the Marathon fracture zone (б) [73]

а. 1 – trenches of the fracture zone, 2 – rift valleys; 3 – corner highs; 4 – 7 – depth, m:
 4 – <3000, 5 – 3000–4000, 6 – 4000–5000, 7 >5000
 б. Sediments on profile are shown by hatch line

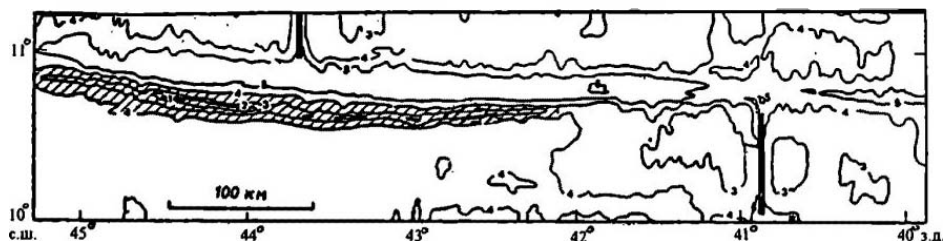


Рис. 5. Разлом Вима [95]. Изобаты через 1000 м. Заштрихован трансверсивный (поперечный) хребт; толстая черная линия – осевой рифт Срединно-Атлантического хребта

Fig. 5. Vema fracture zone [95]. Isobath distance 1000 m. Transverse ridge is hatched. Thick black line – axial rift of the Mid-Atlantic Ridge

На упомянутом выше трансверсивном хребте, в 70 км западнее "активной" части разлома, обнаружены мелководные мезозойские известняки и фрагменты пород континентальной коры, доказывающие присутствие здесь неспредингового блока [112]. В последующих работах Э.Бонатти и его соавторы показали, что трансверсивный хребет 3 млн лет назад поднимался над уровнем моря. Теперь он опущен на многие сотни метров.

Разлом Архангельского. Это также очень крупный разлом, длина которого не менее 2100 км [72]. Он простирается в районе 9° с.ш. Разлом изучен на протяжении 1800 км. Смещение вдоль него осевой рифтовой долины составляет 120 км. Сейсмическое профилирование МОВ ОГТ показало, что под долиной разлома Архангельского мощность коры составляет 5,2 км. По структурному рисунку в плане выделяются три протяженных отрезка разлома: западный, центральный и восточный. Первый из них приурочен к западному флангу срединного хребта и полностью его пересекает. На западном окончании разлом дихотомически разветвляется. В восточной части он сопровождается узким приразломным хребтом длиной 200 км. Здесь разломный желоб существенно сужен. Центральный отрезок разлома прослеживается в сводовой части срединного хребта, включая не только "активную" межрифтовую зону, но и значительные части "пассивных" сегментов. В межрифтовой зоне желоб разлома имеет V-образный профиль, но он может быть заполнен осадками и тогда приобретает форму трога. Рифтовая зона отделена от дна желоба крутым уступом высотой 1,5 км. Восточный отрезок разлома проходит через весь восточный фланг срединного хребта, уходя в область Зеленомысской абиссальной котловины. На 35° з.д. разлом разделяется узким, протяженным (200 км) хребтом и далее на восток продолжается в виде двух тесно сближенных разрывных структур. Из описания следует специфика морфоструктуры разлома Архангельского, подчеркивающая разницу геодинамических обстановок в его отдельных сегментах.

Разлом Долдрамс. Данный разлом изучен к настоящему времени уже достаточно хорошо [84, 72]. При общей его протяженности более 2000 км исследования охватили 1800 км. Межрифтовая часть равна 175 км. Разлом простирается почти широтно (~8° с.ш.), не более, чем в 55 км южнее разлома Архангельского. Однако инфраструктура здесь значительно сложнее (см. рис.3). На пространстве между 30° и 45° з.д. разломная зона расчленяется на пять морфологически различающихся отрезков. Восточный из них находится между 30° и 32°30' з.д. и приурочен к флангу срединного хребта. Основная депрессия здесь сопровождается другой депрессией, расположенной немного севернее и на восточном окончании отделенной узким хребтом. Далее на запад вплоть до 37° з.д. в виде узкой в плане волнистой полосы протягивается одиночная разломная долина. На западном окончании она расщепляется на две депрессии, между которыми имеется узкий гребень. Эта система осложняет строение восточного фланга и частично – свода срединного хребта. Далее на запад обособляется отрезок, отвечающий межрифтовой зоне. Здесь внутри разлома прослеживаются два гребня, разделенные и окаймленные узкими депрессиями. Обособляются западная и восточная нодальные впадины. Далее на запад разломная зона вновь выражена единичной депрессией, которая в районе 41° з.д. расщепляется на два желоба, разделенные узким хребтом. На 42°30' з.д. морфология меняется. Отсюда вплоть до 45°30' в рельефе дна на расстояние 300 км простирается узкий хребет, по обеим сторонам которого имеются депрессии, но они засыпаны осадками и в рельефе не выражены. Можно видеть, что морфоструктурный комплекс разломной зоны Долдрамс очень сложен, но по структурному рисунку в плане он отличен от также очень сложного комплекса, проявленного в разломе Зеленого Мыса.

Разлом Вернадского. Располагается к югу от разлома Долдрамс на очень близком расстоянии, простираясь в районе $7^{\circ}40'$ с.ш. Насколько можно судить по батиметрическим картам, его протяженность составляет лишь несколько сотен километров. "Активная" часть также небольшая. В ее пределах разлом выражен V-образным желобом с крутыми склонами [72]. Западная нодальная впадина вытянута вдоль простиранья разлома; глубины в ней достигают 6000 м. Между разломами Долдрамс и Вернадского, западнее рифтовой долины ($38^{\circ}05'$ з.д.) расположено крупное изометричное поднятие – горный массив, представляющий собой цоколь, на котором возвышаются отдельные горы. Цокольная часть ограничена крупными уступами. Горы имеют относительную высоту 1–1,5 км, и вершины их поднимаются до глубин 1600–2300 м. Такой рельеф подчеркивает контрастность морфоструктур.

В пределах поднятия, расположенного в районе пересечения северного сегмента рифтовой долины срединного хребта с желобом разлома Вернадского ("внутренний угол"), всего в 15 км восточнее рифта, находится другой крупный горный массив – гора Пейве. Ее вершина располагается на глубинах около 1000 м. Над днищем разломного желоба она возвышается на 3900 м; склон крутой. Главная масса пород здесь представлена габброидами, резко отличными от океанских (ультратитановая серия). Вместе с тем они параллелизуются с габброидами начальных этапов континентального рифтинга. Вообще все магматические породы горы Пейве очень близки к континентальным. Скорее всего это доокеанические интрузивные комплексы. Возраст габброидов (трековое датирование по апатитам) 150–170 млн лет. Фиксируются также реликтовые апатиты с возрастом 300–320 млн лет. Этот горный массив трудно трактовать иначе как неспрединговый фрагмент доокеанической, вероятно рифтогенной, структуры.

Разлом-терминатор Сьерра-Леоне. Он простирается южнее разлома Вернадского. Термин подчеркивает его неординарную тектоническую значимость [47]. Как уже отмечалось, он разделяет две геодинамические провинции: со сгущением и конвергенцией разломных структур (северная провинция) и их относительный рассредоточенностью и субпараллельным расположением. Простирается разлом почти до поднятия Сьерра-Леоне; смещение осевого рифта вдоль него составляет 30 км. Это наименее изученный разлом. Отметим, что в одной из работ [139] под тем же названием рассматривается совсем другой разлом,

Рис. 6. Морфоструктурная схема акустического фундамента разломов Страхова и Св. Петра [41]

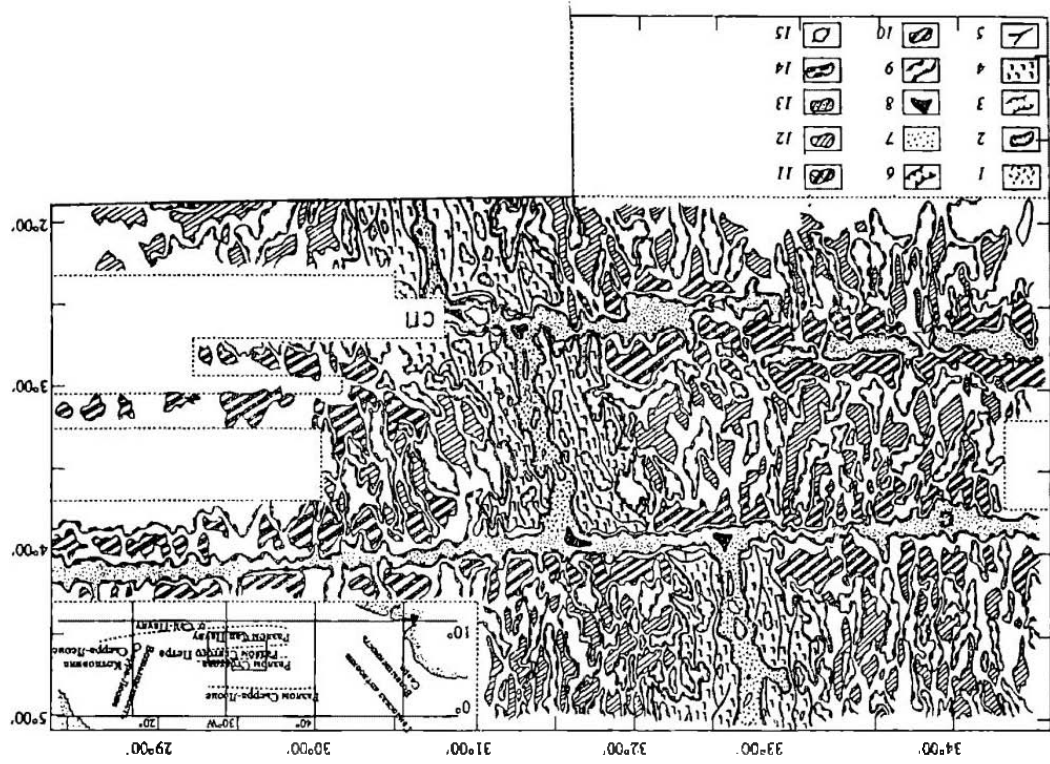
1 – рифтовая долина; 2 – депрессия с глубинами более 4000 м; 3 – граница рифтовой долины; 4 – рифтовые хребты; 5 – оси гребней; 6 – граница рифтовой зоны; 7 – желоба разломов; 8 – нодальные впадины; 9 – контуры желобов; 10, 11 – приразломные поднятия: 10 – без осадков, 11 – с осадками; 12, 13 – поднятия акустического фундамента: 12 – без осадков, 13 – с осадками; 14 – депрессии; 15 – локальные поднятия

Буквы на схеме: С – разлом Страхова, СП – разлом Св. Петра

Fig. 6. Morphostructural scheme of the acoustic basement of the Strakhov and St. Peter fracture zones [41]

1 – rift valley; 2 – depression with the depth more than 4000 m; 3 – border of the rift valley; 4 – rift ridges; 5 – axis of the crests; 6 – border of the rift zone; 7 – fracture zone trenches; 8 – nodal basins; 9 – trench contours; 10 – ridges adjacent to the fracture zone without sediments; 11 – the same with sediments; 12 – acoustic basement uplifts without sediments; 13 – the same with sediments; 14 – depressions; 15 – local uplifts.

By letters are shown: С – Strakhov fracture zone, СП – St. Peter



пересекающий в средней зоне примыкающую к Африке котловину Сьерра-Леоне. Характеризуемый нами разлом, если судить по батиметрическим материалам, выражен четко, однако по простираению он прерывается; местами сопровождается дополнительными элементами. Обособление разлома Сьерра-Леоне в качестве терминатора определяется его пространственным тяготением к соседствующей с севера группировке разломных структур, в которую он по своей морфологии достаточно хорошо вписывается. Присущей ему конфигурацией он естественно ограничивает эту северную линзовидную в плане разломную группировку.

Разлом Страхова. Этот разлом – наиболее представительный в пределах средней группы разломных структур Центральной Атлантики. Он простирается вдоль 4° с.ш. на расстояние не менее 1600 км (рис. 6). "Активная" часть разлома – 110 км. Разлом прямолинеен и выражен в средней части на протяжении 680 км сплошным глубоким желобом, обрамленным приразломными поднятиями [41]. В районе перехода к "пассивным" частям желоб пересекается поперечными порогами. Морфоструктура разлома иллюстрируется продольным профилем (рис. 7), наглядно отражающим рельеф поверхности акустического фундамента. На межрифтовом отрезке рельеф сильно расчленен; по краям отрезка выделяются лишенные осадков нодальные впадины, дно которых лежит на глубинах свыше 5 км. Желоб со снятым осадочным чехлом имеет V-образный профиль [2]. Характер распространения осадочной толщи в желобе указывает на то, что в продольном направлении в нем имеется чередование небольших депрессий (20–30 км) и седловин (шириной 2–8 км). Последние могут иметь разломную природу [48]. Средняя глубина желоба 4000–4100 м; мощности осадочной толщи сильно меняются; местами они достигают 800–900 м.

Морфоструктуры, осложняющие сопредельные с разломом поднятия, обычно перпендикулярны простираению разлома. Тем самым выражена ортогональная система морфоструктур, охватывающая очень большую площадь [41]. Отмеченная особенность составляет специфику средней группировки разломных структур, что подтверждается и соотношениями, выявленными в более южных районах. Необходимо отметить, что присутствуют и косые разрывы, пересекающие не только желоб, но и его обрамления. Предполагается их сбросо-сдвиговая природа, однако изучены они еще недостаточно.

Разлом Святого Петра. Разлом простирается в районе 2°40' с.ш. на расстояние около 1700 км. Смещение по нему осевого рифта вдвое меньше, чем по разлому Страхова – 50 км. В работе [41] характеризуется строение средней части и западного фланга разлома (между 30°45' и 34°30' з.д.). Протяженность этого отрезка около 400 км. Его инфраструктура отличается от таковой разлома Страхова большей усложненностью. Последняя ясно отражается в особенностях строения желоба разлома, который на 33° з.д. тектонически смещен в меридиональном направлении на 40 км (см. рис. 6). Межрифтовая часть разлома осложняется двумя нодальными впадинами и разделяющим их изометричным поднятием. В рельефе дна желоба (с запада на восток) выделяются три ступени "протяженностью от 80 до 110 км, глубины которых достигают соответственно 4000, 3800, 3600 м. Ступени ограничены порогами с превышениями в 200–400 м. Таким образом, отмечается подъем океанической коры к рифтовой зоне" [41]. Форма желоба U-образная. Характерно, что приразломные поднятия, как и в случае разлома Страхова, осложнены ортогональными депрессиями, заполненными осадками мощностью до 600 м. Сходство разломов выражается и в сложности и контрастности рельефа – перепады высот достигают 2500–3000 м.

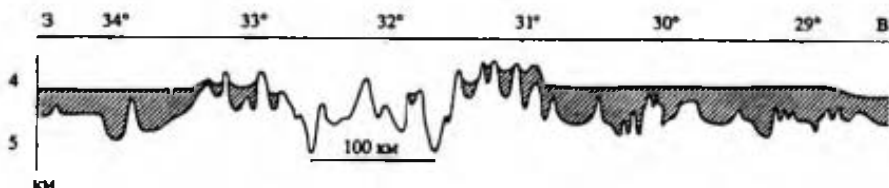


Рис. 7. Разлом Страхова. Продольный профиль акустического фундамента. Заштрихованы осадки [41]

Fig. 7. Strakhov fracture zone. Latitudinal profile of the acoustic basement. Sediments are hatched [41]

Разлом-терминатор Сан-Паулу. Этот разлом входит в третью группу разломных структур Центральной Атлантики, отличающуюся весьма сложным строением, особенностями геологической истории и геодинамикой. Г.В.Агапова считает, что разлом Сан-Паулу простирается на 3800 км от континентальной окраины Южной Америки до континентальной окраины Африки [3] в районе 1° с.ш. М.Гасперини [130] продолжает линеамент на сотни километров дальше на восток.

В первой из цитированных работ сообщается, что на континентальном склоне Африки разлом выражен серией уступов, а близ Южной Америки он представлен, по-видимому, субширотным хребтом Белем, а также цепью подводных гор. Особенный интерес представляет морфология разлома в пределах срединного хребта и соседних районов абиссальных впадин, где он выражен несколькими субпараллельными депрессиями, разделенными хребтами (рис. 8). Такая морфоструктура ясно видна на восточном участке межрифтовой части разлома, протяженность которой 600 км. В поперечном сечении разломной зоны (ее ширина 150 км) между 24°40' и 26°40' з.д. выделяются четыре субширотные разломные депрессии и соответственно три разделительных хребта. Размах рельефа значительный (см. рис. 8).

Но это усредненная характеристика. В действительности узкие и контрастные по рельефу депрессии и параллельные им хребты, несущие многочисленные подводные горные массивы, разделены перпендикулярными узкими рифтами, в углах которых находятся нодальные впадины. Расстояния между закартированными рифтами 40 и 80 км. Получается картина обособленных, малых поперечных разломов – частных составляющих одной из крупнейших разломных зон Атлантики. Одна из гор выступает из воды в виде скал Св. Петра и Павла, где выходят ультрабазиты с возрастом пород 835 млн лет. Малые разломы стоят друг от друга всего на 30 км. Данную разломную зону А.О.Мазарович относит также к категории разломов-терминаторов. Указанные морфоструктурные признаки обосновывают такую точку зрения.

Демаркационная разломная зона Романиш. Это крупнейшая разломная зона, разграничивающая Южную и Центральную Атлантику. Термин "демаркационный разлом" введен в публикации [64]. Им обозначаются наиболее значительные тектонические разделы в океанах, имеющие разломную природу. Они разграничивают крупнейшие области океанов, различающиеся по строению, геологической истории и геодинамике. В Атлантике имеется три таких раздела: Романиш, Чарли Гиббс и Шпицбергенский.

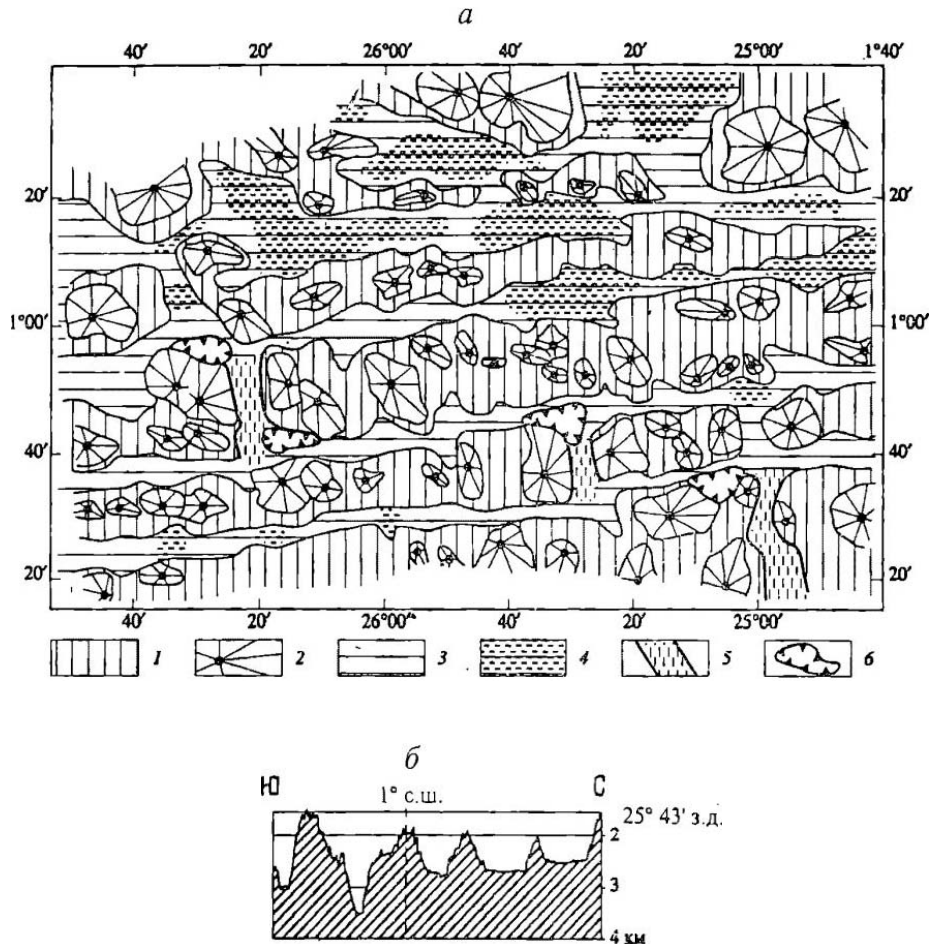


Рис. 8. Морфоструктурная схема (а) и поперечный профиль (б) разлома Сан-Паулу [3]
 1 – поперечные поднятия; 2 – подводные горы; 3 – разломные депрессии со сравнительно расчлененным дном и мощностью осадочного покрова до 500 м; 4 – разломные депрессии со сравнительно выровненным дном и мощностью осадочного покрова более 500 м; 5 – рифтовые долины; 6 – нодальные впадины

Fig. 8. Morphostructural scheme (a) and transverse profile (b) of the Saint Paul fracture zone [3]

1 – transverse uplifts; 2 – abyssal hills; 3 – fracture depressions with rather dissected bottom and thickness of the sedimentary cover up to 500 m; 4 – fracture depressions with rather smooth bottom and sedimentary cover more than 500 m; 5 – rift valleys; 6 – nodal deeps

Разлом Романш, как показывает спутниковая гравиметрия, представлен на соответствующей карте в виде сплошной и четко выраженной узкой полосы, отходящей от Южной Америки и простирающейся в районе экватора в северную часть Гвинейского залива [119]. Своими структурными макроособенностями он перекликается с разломом Сан-Паулу, но проявлен мощнее и ярче. Протяженность разлома (океанская часть) 4000 км при ширине 80 км, а смещение осевого рифта вдоль него 950 км – самое значительное в Атлантике!

Как по простиранию, так и вкрест простирания строение разломной зоны меняется. Наилучшим образом зона Романш изучена на отрезке между 13° и 22°

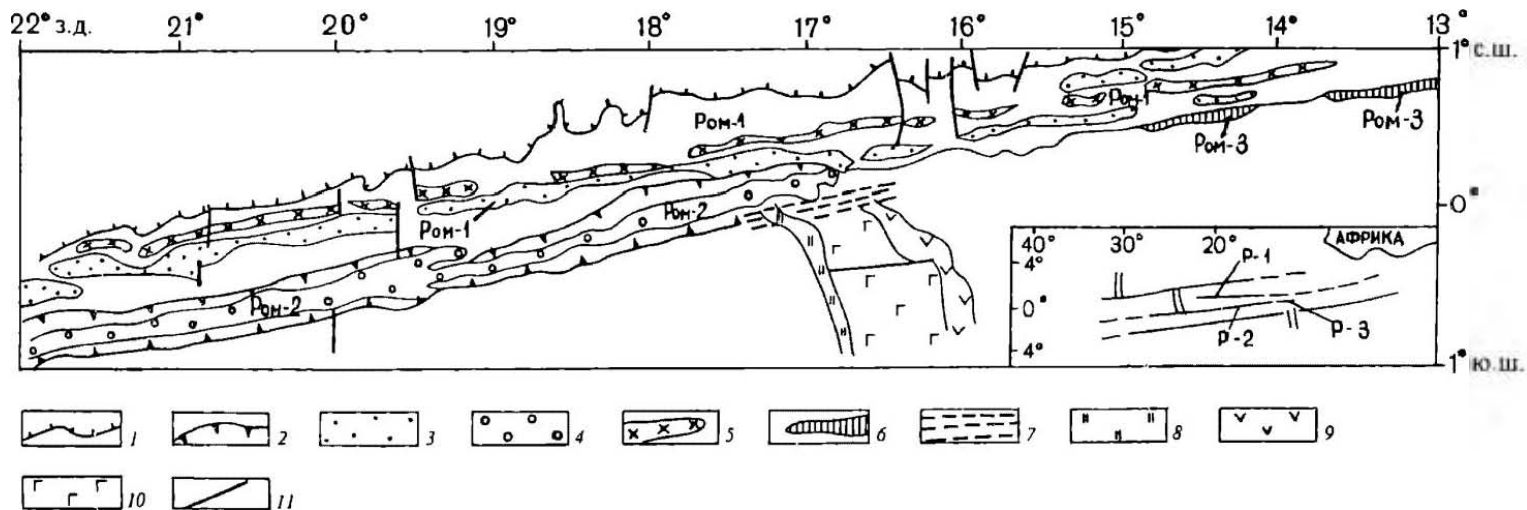


Рис. 9. Морфоструктурная схема разломной зоны Романш. По материалам 13-го и 16-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов"

1 – граница северного склона Ром-1; 2 – контур новообразованной структуры Ром-2; 3 – Ром-1 трог, частично заполненный осадками; 4 – Ром-2; 5 – внутренние поднятия; 6 – разлом Ром-3; 7 – формирующаяся трансформна, 8 – древний рифт; 9 – современный осевой рифт срединного хребта; 10 – ультрабазиты и базиты; 11 – разломы

Fig. 9. Morphostructural scheme of the Romanche fracture zone. Based on the materials of 13 and 16 expedition of the R/V "Akademic Nikolai Strakhov"

1 – border of the north slope of the Ром-1; 2 – contour of the newborn structure of the Ром-2; 3 – Ром-1 trough partly covered by sediments; 4 – the same for the Ром-2; 5 – inner high; 6 – Ром-3 fracture zone; 7 – transform fault that is in the process of formation; 8 – ancient rift; 9 – modern axial rift of the Mid-Atlantic Ridge; 10 – peridotites and basalts; 11 – fracture zones

з.д. (900 км) [60]. От абиссальной равнины (рис. 9, 10) с севера она отделена крупнейшим трансверсивным хребтом (длина – несколько сотен километров), возвышающимся над равниной на 3,5 км. Сложенный магматитами, хребет покрыт известняками, в которых недалеко от восточного рифта обнаружены палеоцен-эоценовые и раннемеловые фораминиферы. Местами хребет разбит поперечными разломами. Многоканальное сейсмопрофилирование выявило в его пределах на небольшой глубине дислоцированную толщу мощностью около 4 км. Южнее хребта простирается разломная долина (Ром-1), осложненная протяженными депрессиями и сходная по структуре с односторонним грабеном с поднятым северным крылом. Ее рассматривают как неактивную разломную долину. Далее на юг вновь выделяется хребет, осложненный серией частных кулисных поднятий. Южнее хребта под некоторым углом к линии простираения Ром-1, срезая последний, протягивается структура Ром-2, представляющая собой очень молодой, активно развивающийся в настоящее время, структурно хорошо выраженный разломный желоб. С запада на восток он прослеживается до района восточного рифта срединного хребта. С ним связана одна из самых значительных глубин в Атлантике – 7856 м (впадина Вима). Однако нодальные впадины в разломе Романш отсутствуют.

Южный борт разломной долины представлен не сплошным трансверсивным хребтом, а отдельными поднятиями, чаще линейными, а иногда изометричными. Поднятия рассечены или разделены субмеридиональными разломами и грабенообразными структурами.

На востоке региона (восточнее $14^{\circ}30'$ з.д.) простирается узкий прогиб, приуроченный к участку вырождения разлома Ром-1. Это новообразование, выделяемое как разломная структура Ром-3.

Из всего сказанного видно, что разломной зоне Романш свойственна неустойчивость геодинамических систем как во времени, так и в пространстве. Разные ее части характеризуются разной геологической историей. Динамика развития подтверждается и недавно обнаруженным в 200 км западнее восточного рифта ныне неактивного ("брошенного") рифта [119].

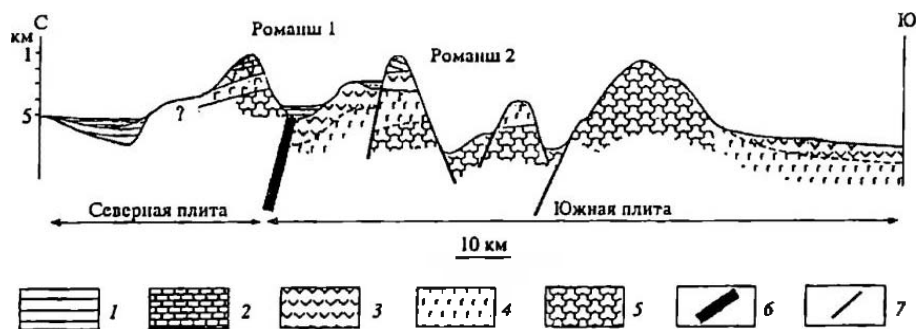


Рис. 10. Схематический профиль через зону разломов Романш [60]

1 – осадки; 2 – известняки; 3 – базальты; 4 – габброиды; 5 – ультрабазиты; 6 – древний разлом; 7 – молодые разломы

Fig. 10. Schematic profile transverse to the Romanshe fracture zone [60]

1 – sediments; 2 – limestones; 3 – basalts; 4 – gabbro; 5 – peridotites; 6 – ancient faults; 7 – faults

Разлом Чейн. Это также крупный разлом, но менее значимый как тектонический раздел. Иногда его объединяют в общую группу с разломными зонами Романш и Сан-Паулу, но этого, как представляется, делать не следует. Длина разлома также измеряется первыми тысячами километров, но по своим особенностям он является принадлежностью следующего на юг сегмента океана. Смещение осевого рифта по разлому Чейн составляет 300 км. От разломной зоны Романш он отстоит на 180 км. Его отличительная особенность, насколько можно судить, – простота структуры, несмотря на большую протяженность. По крайней мере, проведенное в нем драгирование выявило упорядоченное расположение различных типов пород в разрезе: вверх по склону ультрабазиты сменяются гарцбургитами, а затем базальтами [66].

Общие замечания

Выше были охарактеризованы 13 главнейших поперечных разломных структур Приэкваториальной Атлантики. Они (за исключением разлома Чейн) укладываются в три группы, существенно отличающиеся по морфоструктурным особенностям. Северная из них ограничена разломами-терминаторами – Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне, отстоящими друг от друга на 850 км. Она больше других насыщена разломными структурами, расстояния между которыми очень незначительны. Разломные долины здесь часто сопровождаются протяженными узкими гребнями. На востоке, вблизи поднятия Сьерра-Леоне, разломы сближаются, образуя своего рода узел схождения. Такая тенденция намечается и на западе. В результате в плане вырисовывается линзоподобная форма соответствующего тектонического блока.

Восточное схождение происходит в районе, расположенном между крупными подводными поднятиями, обладающими утолщенной корой: Зеленого Мыса (на севере) и Сьерра-Леоне (на юге), динамическое воздействие которых на конфигурацию разломов из их структурных соотношений совершенно очевидно. Следует принять, что обе массы движутся, а потому структура схождения (сжатия) может быть вызвана их сближением.

Средняя группировка разломов, расположенная между разломными зонами Сьерра-Леоне и Сан-Паулу (расстояние 500 км), включает значительно меньшее число разломов, а дистанция между ними гораздо больше. Инфраструктура разломов здесь много проще. Поднятие Сьерра-Леоне и в данном случае оказывает геодинамическое воздействие на разломную тектонику океанского дна. Это выражается в косых разрывах-сколах вблизи южного окончания поднятия и обтекании его разрывными элементами.

Южная группа охватывает разломные зоны Сан-Паулу и Романш. Расстояние между ними около 250 км. Это наиболее мощно развитые и сложно построенные разрывные структуры описываемой области. На примере разлома Романш можно видеть структурную и геодинамическую историю крупнейших разломных зон. Она двух- или даже трехэтапная. Разлом Сан-Паулу в этом смысле пока не изучен, но имеющиеся морфоструктурные данные позволяют предполагать и его многофазную историю. Данная пара разломов имеет очень важное структурное значение. С ней связывается тектонический раздел между Южной и Центральной Атлантикой. Зона Романш уже была определена как демаркационная.

Итак, каждой из разломных группировок свойственны особые тектонические черты. Остановим внимание на центральной группе разломов, где разрывная тектоника проявлена в несколько ослабленном виде. С ней связано контрастно выделяющееся поле гравитационных положительных аномалий. Весьма возможно, что мантия здесь обладает специфическим характером. Аномальное гравитационное поле охватывает и южную группировку. Можно думать, что во всем этом отражаются палеоструктуры с особым глубинным строением, существовавшие в меловое время между Южной и Центральной Атлантикой. Разрыв Южной Америки и Африки в экваториальном районе произошел значительно позднее, чем в центральных и южных районах океана, а именно лишь 100 млн лет назад. Это должно было оказать влияние на сохранность материковых палеоструктур, втянутых в океанообразование. С таким выводом коррелирует и относительная узость экваториальной части Атлантики.

Морфоструктурный анализ свидетельствует, что в каждой из групп разломов имеются разрывные структуры как сложного, так и относительно простого строения. Протяженность разломов также может варьировать. Наконец, их положение относительно гребня срединного хребта существенно разное. Неизбе-

жен вывод, что разломы принадлежат к разным возрастным генерациям. Имеющиеся данные показывают, что густота поперечных разломов увеличивается во времени.

Простираения разломных структур и их сочетаний в Приэкваториальной Атлантике неодинаковы. Несколько северных разломов (Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий) ориентированы на запад-северо-запад, тогда как южные – на запад-юго-запад (Сан-Паулу, Романш). Промежуточные между ними разломы обычно имеют широтное простираение. Выше упоминалась ветвистость некоторых структур, а, кроме того, в ряде случаев отмечалась косая ориентировка разрывов. Для объяснения этих явлений плейттектоническая гипотеза "поворота плит" явно недостаточна. Здесь проявляют себя локальные геодинамические факторы разных порядков при большой роли нелинейных геодинамических эффектов. На общую западную ориентировку разломных систем оказывает влияние такой фактор, как вращение Земли. Существенно, что и этот фактор подвержен нелинейным отклонениям [1].

Сложнейшей остается проблема особой густоты разломных структур в рассматриваемой области океана. Здесь также можно усмотреть связь со специфической геодинамической ситуацией в суженной части Атлантики, безусловно, обладающей особой реакцией на тектонические стрессы (процесс спрединга и др.). Но наряду с этим играла роль и специфика геологической предыстории области, в первую очередь это относится к характеру основания, на котором закладывались ранние рифтинговые структуры.

Выше неоднократно упоминалось о нелинейном характере проявления глубинных геодинамических процессов. Дополнительно это можно проиллюстрировать протяженностью "активных" частей разломов, вдоль которых происходит смещение рифтов Срединно-Атлантического хребта. Фактические данные сведены в табл. 1.

Таблица 1

Некоторые метрические параметры разломов

Разлом,	Длина, (не менее) км	Расстояние от более южного разлома, км	Длина "активной" части, км
Зеленого Мыса	2300	300	195
Марафон	1800	65	110
Меркурий	1800	130	40
Вима	2300	95	320
Архангельского	1800	110	120
Долдрамс	2000	55	175
Вернадского	800	80	100
Сьерра-Леоне	2500	80	30
Страхова	1600	270	110
Св. Петра	1700	150	50
Сан-Паулу	3800	180	950
Романш	4000	180	950
Чейн	2500	180	300

Из таблицы следует, что между протяженностью "активных" частей и общей длиной разломов обычно связи не существует. Так, "активная" часть крупнейшего разлома Сьерра-Леоне составляет всего 30 км, тогда как в разломной зоне Вима – 320 км, а Зеленого Мыса (также разлома-терминатора) – 195 км. Очень

похожие по инфраструктуре разломные зоны Марафон и Меркурий имеют резко различные по длине "активные" отрезки: 110 и 40 км, соответственно и т.д. Лишь разломные зоны Сан-Паулу и Романш как-то сопоставимы в этом смысле, что подчеркивает принадлежность их к единой тектонической системе.

Не просматриваются связи и с расстоянием между разломами. Два сходных по морфологии и протяженности соседних и близко отстоящих друг от друга разлома могут сильно отличаться по длине "активной" части.

Отсюда видно, что момент неупорядоченности в данном случае играет весьма большую роль. Он отражает нелинейные процессы в неоднородной и геодинамически весьма изменчивой как в пространстве, так и во времени среде. Это последнее полностью коррелирует с данными механики горных пород. В публикации [90, с. 40] говорится, что "реальный горный массив существенно неоднороден: во-первых, слагающие его породы могут существенно отличаться по своим физико-механическим свойствам; во-вторых, реальные горные породы содержат неоднородности различного масштаба – от микроскопических, определяемых размерами дислокаций кристаллической решетки, до макронеоднородностей, т.е. крупных разломов". Именно в таких условиях проявляется разломная тектоника вообще и в океанах в частности. Первоначально существовавшая "разломная среда" в следующий момент геологической истории вследствие необратимости деформаций заполняется иной, отличной по своей структуре, непременно более сложной, с собственным характером неоднородностей. И это продолжается столь длительно, сколько существует тектоническая активность. Отсюда вполне правомерно перейти к многообразию океанских разломов как по их геометрическим параметрам, так и по внутреннему строению и возрасту.

Отметим и то, что в пределах разломов и в межразломных пространствах наряду с косыми разломами широко развиты хотя и относительно небольшие, но четко проявленные меридиональные разрывные деформации, отраженные в рельефе дна долинами и гребнями. Они не имеют отношения к спредингу, а связаны, как показывает их геометрия, с иной геодинамической обстановкой, контролирующей формирование меридиональных рифтинговых структур.

Выводы

1. Морфоструктурный анализ поперечных разломов в Центральной Атлантике свидетельствует об их больших различиях по внутренней структуре. Одни из них имеют простую структуру, отраженную в единичном желобе-трое, простирающемся иногда на очень большие расстояния. Другие включают несколько субпараллельных элементов и, соответственно, в поперечном сечении имеют сложный и обычно контрастный рельеф. Какой-либо закономерности в пространственном распространении и соотношении тех и других не наблюдается.

2. Строение поперечных разломов изменяется по их простираению, вследствие чего они распадаются на отдельные структурные сегменты. При этом относительно просто- и более сложнопостроенные сегменты могут чередоваться. Ни в протяженности сегментов, ни в их местоположении регулярности нет.

3. Основываясь на различиях в размерах и свойствах соседних крупных разломных структур, а также на соотношениях их западных и восточных отрезков с осевой рифтовой зоной срединного хребта, можно заключить, что спрединговый процесс, с которым они связаны, протекает весьма неравномерно, дискретно, создавая условия постоянно меняющихся геодинамических полей.

4. При общей прямолинейности разломных структур в их строении отражается "хаотическая геодинамика", проявленная как в особенностях морфоструктуры, так и в резко различной протяженности "активных частей", т.е. участков, где происходит межрифтовая геодинамическая трансформация.

5. Разломная тектоника в Центральной Атлантике отражает взаимодействие нескольких изменчивых по своей природе геодинамических факторов: субширотные стрессы, создаваемые спредингом, т.е. широтную геодинамику; субмеридиональные силы, проявленные в структурах растяжения и сжатия в разломных зонах; такой фактор как вращательное движение Земли и вообще воздействие на Землю, как на небесное тело, космических сил. На нее влияют также состав и физическое состояние глубинного материала.

6. Морфоструктурный анализ разломных структур выявляет большую роль нелинейных эффектов в динамических и кинематических условиях их развития. Соответственно, выводы на этот счет, сделанные ранее [63], получают дополнительное обоснование и развитие.

Глава 2. Глубинность разломов

Глубинность океанских поперечных разломных зон – еще не разработанная проблема. Специальные публикации на этот счет отсутствуют. Между тем, для теоретической тектоники и геодинамики соответствующие данные являются крайне необходимыми. Постулат тектоники плит, гласящий, что трансформные разломы пронизывают всю литосферу [35 и др.], не имеет эмпирической основы и представляет собой не что иное как абстрактное допущение.

Обратим внимание, что поперечные океанские разломные зоны выражают грандиозное тектоническое явление, и их разностороннее изучение займет, конечно, не одно десятилетие. В то же время результаты последних лет позволяют уже сейчас подойти к целому ряду совершенно неизвестных ранее черт строения этих феноменальных структур.

Можно констатировать, что среди них обособляются очень сложные и весьма простые, протяженные и относительно короткие, длительно развивавшиеся и очень недавно возникшие формы [63, 64]. Отсюда явствует, что глубинность их различна. Оценка ее и составляет предмет данной главы.

Крупнейшая категория разломных структур – демаркационные разломные зоны, наиболее изученной из которых является зона Романш. Это трансокеанская разломная структура, которая из экваториальной Атлантики, согласно [130], через грабен Бенуэ простирается на Африканском континенте на огромное расстояние. Зона Романш, как уже отмечалось, является тектоническим, геодинамическим и историко-геологическим разделом Южной и Центральной Атлантики. Э.Бонатти связывает с ней южную границу приэкваториальной области "холодной" мантии [110]. Обоснованием последней служат три фактора. Первый – низкая степень плавления мантии, на что указывают петрохимия и изотопия развитых здесь ультрабазитов и базитов. Другой фактор – повышенная мантийная вязкость, выявленная глубинной сейсмикой. На то же указывает и большое сгущение в приэкваториальной области поперечных разломов. Наконец, здесь фиксируется термальный мантийный минимум. В зоне Романш "холодная" мантия погружается. Глубина погружения автором не указывается, но, коль скоро речь идет о мощно проявленной мантийной кинематике, она должна достигать больших значений.

Некоторые исследователи рассматривают зону Романш в системе двух других разломов: Сан-Паулу с севера и Чейн с юга [130]. Предполагается, что вдоль этой системы, рассекающей Африку, в период распада Гондваны происходил западный дрейф северного полушария планеты относительно южного с амплитудой 2000 км. Если это принять, то надо считать, что "корни" разломной системы должны уходить в глубь мантии далеко за пределы литосферы. С высказанной идеей коррелирует тот факт, что по зоне Романш происходит самое крупное в Атлантике смещение осевого рифта Срединно-Атлантического хребта – 950 км.

О большой глубине проникновения разломной зоны свидетельствуют также гравиметрические данные [29]. С ней связаны наиболее значительные в океане аномалии силы тяжести. Так, аномалия в свободном воздухе над наиболее глубокой впадиной составляет –192 мГал, а над приразломными хребтами она возрастает до 100 мГал. Столь крупные перепады коррелируют со сложностью рельефа разломной зоны. Как показывают аномалии Буге к югу и северу от нее, литосфера имеет разную мощность. Под северным блоком она примерно на 25 км больше, чем под южным.

Наконец, большого внимания заслуживают недавно опубликованные данные корреляции между сейсмическими скоростями, химизмом базальтов¹ и батиметрией Срединно-Атлантического хребта. Выполнена она для очень большого отрезка хребта, расположенного между районами Тристан-да-Кунья, на юге, и Ян-Майен – на севере [183]. Из приведенных в публикации графиков явствует хорошее соответствие между указанными параметрами, что позволяет расчленить срединный хребет (в указанных пределах) на три крупных неоднородности: южную, центральную и северную (рис. 11). Разделом первых двух служит район, ограниченный разломными зонами Романш и Зеленого Мыса. Другой раздел, разграничивающий центральную и северную неоднородности, совпадает с демаркационной разломной зоной Чарли Гиббс. Корреляция начинается с глубины 40 км и прослеживается до 300 км, но наиболее отчетливо она проявлена на глубинах 100-150 км. Раздел Романш по этим построениям проникает на глубину порядка 100 км, а Чарли Гиббс – примерно до 230 км.

Таким образом, имеющиеся данные приводят к тому, что демаркационные разломные зоны, во-первых, обладают очень большой глубиной, так что вполне корректно оперировать в данном случае сотнями километров, а во-вторых, что эта глубинность в разных разломах может быть существенно разной.

Такие разломные структуры встречаются и в других океанах. Примеры тому Австрало-Антарктическая и Амстердамская разломные зоны в Индийском океане и Элтанин – в Тихом.

Рассмотрим далее другую категорию разломных структур, которая создает основной фон океанской разломной тектоники. Речь идет о структурах, пересекающих срединные хребты и часто выходящих в сопряженные с ними абиссальные впадины. Они распространены во всех океанах, но наилучшим образом изучены также в Атлантике.

Характерным примером является разломная зона Зеленого Мыса, разносторонне исследованная экспедициями Геологического института РАН [83]. Протянувшись более чем на 2300 км, она пересекает срединный хребет, выходя в сопределительные абиссальные впадины, где и затухает. Глубинность ее, по-видимому, очень значительна. Данная структура служит разделом двух петрогеохимических провинций базальтов, обедненных с северной стороны, и обогащенных с южной (см. гл. 3). С ней сопряжен и внутриразломный базальтовый магматизм. Кроме того, в пределах разломной зоны обнаружены обогащенные кумуляты и истощенные ультрабазиты того же типа, что и ультрабазиты Азорского поднятия, которым свойственна большая глубина образования. Упомянем также о присутствии серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов в разрезе хребтов, осложняющих структуру разломной зоны. Само появление этих хребтов, вероятнее всего, обязано протрузивному внедрению серпентинитов, образовавшихся вследствие глубокого проникновения в верхнюю мантию морской воды по разломной зоне.

Профили МОВ ОГТ показали очень большое сокращение мощности коры под депрессиями разлома. Суммарный разрез нижней части 2-го геофизического слоя и 3-го слоя под депрессиями может иметь мощность всего лишь 1,5 км. Ниже 3-го слоя располагается выступ мантии, поднятый на несколько километров. Все эти данные свидетельствуют о мощи глубинных процессов, охватывающих, по крайней мере, верхнюю часть мантии.

¹ Иллюстрируется поведением основных окислов: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, FeO и Na_2O

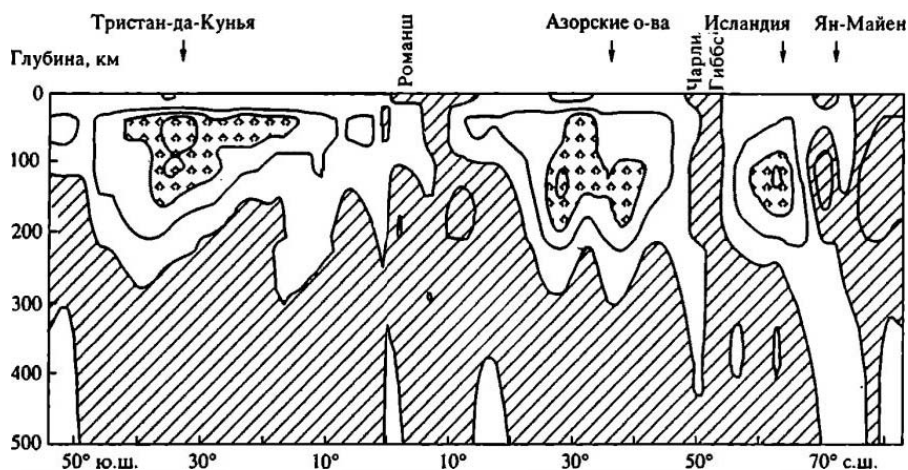


Рис. 11. Вариации скоростей S-волн вдоль Срединно-Атлантического хребта между районами Тристан-да-Кунья и Ян-Майен [183]

Интервал контуров 0,5%. Расстояние свыше 13000 км. Области низких скоростей показаны кружками, высоких – штриховкой. На профиле видны три обособленные массы, отражающие крупнейшие мантийные неоднородности. Последние имеют сложную конфигурацию. Южная и Центральная неоднородности обладают океанической мантией; Исландско-Янмайенская неоднородность соответствует мантии пестрого характера. Разделами неоднородностей служат демаркационные разломы: зона Романш и Чарли Гиббс

Fig. 11. S-wave speed variations along the Mid-Atlantic Ridge between Tristan da Cunha and Jan Mayen [183]

Contour interval 0,5%. Distance more than 13000 km. Low velocity areas are shown by circles, high – are hatched. Three single masses resembling large mantle heterogeneities are seen on the profile. They are complicated in shape. South and Central heterogeneities have oceanic mantle; Iceland-Jan Mayen heterogeneity corresponds to the diverse mantle. Heterogeneities are divided by demarcational faults Romanche and Gibbs

Зеленомысская разломная зона разделяет не только магматические провинции, но и геодинамические сегменты срединного хребта [7]. Однако эти сегменты существенно меньшего порядка, чем разделяемые разломами-демаркаторами. Южный из них лежит между 15 и 12° с.ш., северный – между 15 и 18°30' с.ш. Их геодинамическая автономность проявляется в локальных особенностях спрединга. Конкретно речь идет о специфике джампинга, проградации осевых зон раскрытия, их перекрытии в пространстве. Далее на север до 24° с.ш. (разлом Кейн) авторы выделяют еще два подобных сегмента. Цифру глубинности разломной зоны Зеленого Мыса на основании приведенных данных назвать трудно, но что она значительна – это безусловно. Определенную ясность в этом смысле вносят материалы по другим разломам той же категории.

Один из них – разлом Долдрамс, также монографически описанный [84]. Его протяженность около 2000 км. Черты внутренней структуры в общем близки к таковой разлома Зеленого Мыса. Ориентируясь на состав титаномagnetитов в базальтах, в книге дана оценка глубинности расположения магматических камер. Под рифтовыми долинами она составляет 55–60 км; в разломной зоне Дол-

драме магматические камеры располагаются на нескольких уровнях от 70–75 до 15–20 км.

В известной мере индикатором глубинности могут служить также данные о разуплотнении литосферы, обнаруженном в поперечных разломных структурах. Согласно [30], океанским разломным зонам свойственны пониженные значения аномалий Буге. Они и позволяют судить о глубине проникновения зон разуплотнения в мантии. Под желобами разломов эта глубина составляет 20–30 км. Причина разуплотнения – серпентинизация ультрабазитов при их гидратации. Процесс гидратации на межрифтовых участках разломных зон может достигать и 40 км. В число изученных с этой точки зрения разломов входят такие атлантические разломы, как Вима, Кейн и Атлантис. Все они относятся к описываемой категории.

Подытоживая, можно считать, что данный тип океанских разломных зон характеризуется глубинностью в несколько десятков километров (см. также [60]). При этом, как и в случае разломов-демаркаторов, глубинность от разлома к разлому может существенно варьировать.

Ряд крупных океанских разломов сопровождается сравнительно малопротяженными, но также поперечными разломами. Иногда они являются оперяющими главный разрыв. В подавляющем большинстве такие разломы выражаются только батиметрией. Глубина их, естественно, разная, но сравнительно с предыдущими категориями незначительная, сотни метров–первые километры.

Оговоримся, что много разломов по глубинности имеют промежуточный характер, но здесь они не рассматриваются.

Наконец, обратим внимание на такую важную черту океанской разломной тектоники, как изменчивость глубинности разломов по их простиранию. Многим из крупных разломов присуща ветвистость и кулисообразное расположение составляющих их морфоструктурных элементов. Наряду с этим нередко наблюдается чередование в поперечном сечении внутриразломных желобов-трогов и разделяющих их хребтов. Однако подобного рода участки локальны, причем и в их пространственном расположении нет какой-либо закономерности. Наглядные примеры: разломные зоны Зеленого Мыса, Долдрамс, Хэйса [83, 84, 175]. Поскольку для океанского дна почти всюду действует принцип отражения в рельефе тектонических форм, можно считать, что геодинамические обстановки структурообразования, а соответственно и глубинность разломов по простиранию последних, существенно изменчивы.

В ряде разломных зон внутри них локализованы крупные линейные хребты, протягивающиеся на многие сотни километров. Примеры: внутренние хребты в разломных зонах Романш и Вима, длина которых достигает соответственно 800 и 400 км [116, 60и др.]. Они имеют горстовидную природу и созданы мощными тектоническими процессами (см. рис. 10). На новейшем этапе своего развития хребты претерпели километровые вертикальные опускания. Однако такие структуры прослеживаются на ограниченном пространстве разломных зон, отражая особые тектонические условия, присущие именно данному району, в том числе и в отношении глубинности тектонического процесса. Ясно, что за пределами трансверсивных хребтов глубинность будет иной.

Необходимо также отметить локализацию на тех или иных отрезках разломных зон вулканических процессов, а равно локальное распространение цепочек диапирообразных структур.

Что касается геофизических параметров, то об их изменчивости по простиранию разломных зон известно уже достаточно давно [29]. Это относится к гравиметрическим, магнитным, сейсмическим и термометрическим параметрам.

Выводы

1. Океанские поперечные разломы существенно разноглубинны (рис. 12). Среди них выделяются три основные категории: очень глубокие, уходящие на глубины 100 км и более; глубокие (наиболее ярко выраженная категория), глубинность которых измеряется десятками километров; неглубокие, простирающиеся на несколько километров. Между второй и третьей категориями существуют многочисленные структуры с промежуточными значениями глубинности. В двух сопредельных разломах одной и той же категории глубинность может существенно отличаться, при этом линейной закономерности в ее изменении не обнаруживается.

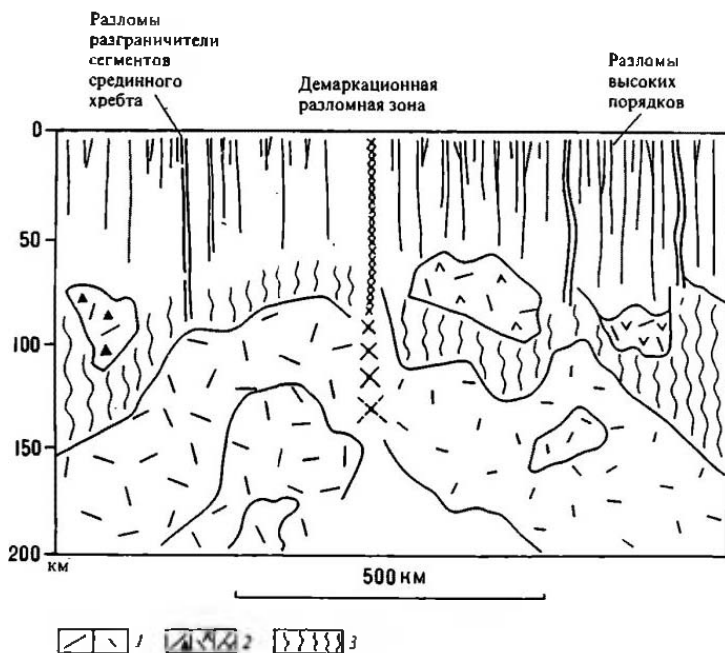


Рис. 12. Схема соотношения океанских разломных структур в продольном сечении срединного хребта

Сплошными линиями показаны контуры мантийных неоднородностей. 1 — неоднородная мантия; 2 — питающие магматические массы; 3 — подтоки глубинного материала

Fig. 12. Scheme of location of ocean fracture structures in the longitudinal section of the Mid-Atlantic Ridge

Mantle heterogeneities are shown by solid lines. 1 — heterogeneus mantle; 2 — feeding magmatic masses; 3 — flows of the deep material

2. В пределах конкретного разлома его глубинность по простиранию варьирует. Отдельные разноглубинные звенья прослеживаются как на относительно небольших расстояниях, так и на протяжении многих сотен километров. В изменении внутриразломных глубин упорядоченность отсутствует.

3. Из пунктов 1 и 2 следует, что геодинамические поля, в условиях которых формируются океанические поперечные разломы, создаются большим многооб-

разием факторов и существенно изменяются как во времени, так и в пространстве. Выше (гл. 1) на основании морфоструктурного анализа эти факторы уже отмечались. Анализ глубинности разломных структур дополнительно свидетельствует, что на формирование и распределение геодинамических полей в океанских геосферах оказывают влияние также имеющиеся в них вещественные и структурные мантийные и коровые неоднородности, как радиальные, так и латеральные.

Глава 3. Вещественный состав пород

Ультрабазиты

В пределах Центральной Атлантики (от разлома Зеленого Мыса на севере до разлома Чейн на юге) находки ультрабазитов известны практически во всех разломных зонах и прилежащих к ним сегментах рифтовых долин. Ниже будут рассмотрены только перидотиты реститовой природы, особенности составов которых позволяют судить о масштабах мантийных неоднородностей и их вариациях в пределах региона.

Все эти перидотиты – это сильно серпентинизированные породы (от 50 до 99%), в которых сохранились отдельные реликты исходных минеральных фаз (шпинель – *Sp*, оливин – *Ol*, ортопироксен – *Orx* и клинопироксен – *Crx*), отражающие в первую очередь особенности первичного состава и степень деплетированности этого мантийного материала в ходе процессов частичного плавления. Ряд образцов несет на себе отпечаток вторичных процессов, таких как субсолидусная перекристаллизация низкого давления или метасоматоз в результате реакционного взаимодействия с основными расплавами, что изменило исходный состав этих минеральных фаз (процессы серпентинизации здесь рассматриваться не будут). Влияние этих процессов можно оценить исходя из анализа корреляции составов минеральных фаз, а также концентраций в них определенных элементов (например таких как TiO_2 в шпинели). Подавляющая часть шпинелей реститовых перидотитов Атлантики содержит не более 0,2% TiO_2 . В некоторых шпинелях TiO_2 существенно выше, что сопровождается низкими значениями магнезиальности ($Mg\#$) и высокими – хромистости ($Cr\#$). В большинстве образцов с высокотитанистыми шпинелями имеются модалный плагиоклаз или низкотемпературные продукты его изменения. Присутствие плагиоклаза может быть объяснено исходя из возможной перекристаллизации при подъеме мантийного вещества при давлениях ниже 8–9 кбар в области перехода между полями устойчивости шпинели и плагиоклаза ($Orx + Crx$ + высокоглиноземистая $Sp \rightarrow Ol + Pl$ + высокохромистая Sp) или из возможности захвата основного расплава, с появлением плагиоклаза и высокохромистой шпинели. Расплав, с которым взаимодействуют перидотиты, мог образоваться при частичном плавлении самих перидотитов или поступать из более глубоких горизонтов мантии. Образцы, которые, как мы считаем, взаимодействовали с расплавом, часто встречаются вместе (в одной драге) с образцами, не несущими признаков такого взаимодействия, что свидетельствует о небольшом размере (1–100 м) и хаотичном распространении областей в верхней мантии, подвергшихся контаминации.

Для оценки степени деплетированности перидотитов наиболее информативными являются соотношения ряда элементов в минералах перидотитов. Так, магнезиальность пироксенов ($Mg\#$ равно $100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$), фоялитовая составляющая (Fo) оливинов и хромистость шпинели ($Cr\#$ равно $100 \cdot Cr / (Cr + Al)$) увеличиваются по мере возрастания величины частичного плавления. Одновременно Na, Ti, Al выносятся из пироксенов как элементы с высокими коэффициентами распределения расплав/порода. Mg и Cr, наоборот, накапливаются в остаточных фазах. Эти закономерности характерны для реститовых дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, составляющих более 95% от всех поднятых перидотитов. Количественно оценить степень частичного плавления можно исходя из экспериментов по частичному плавлению перидотитов пиролитового состава при 10 кбар и модельных построений [138].

При дальнейшем рассмотрении особенностей перидотитов Центральной Атлантики (рис. 13) мы будем использовать все ранее опубликованные оригина-

нальные анализы составов минералов [54, 55, 58, 118]. В данной работе будут приведены в виде таблиц только ранее неопубликованные анализы по району разлома Романш.

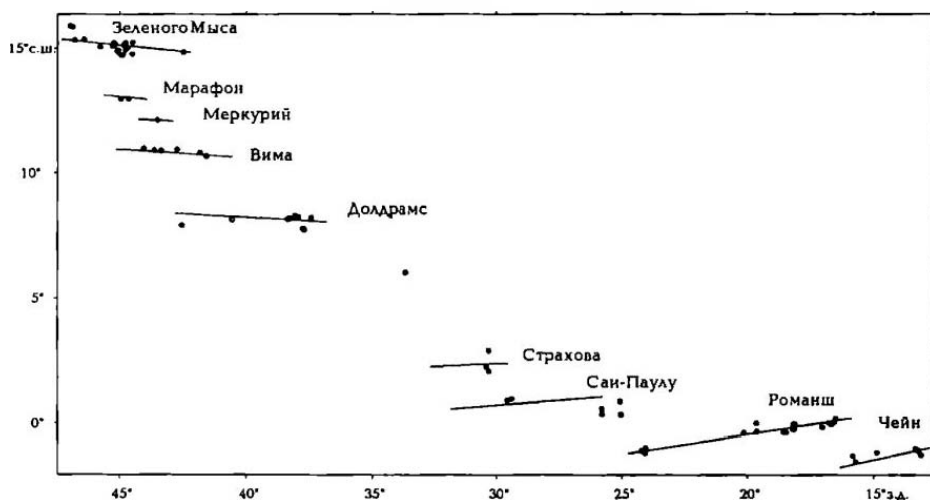


Рис. 13. Схема расположения драгированных ультрабазитов, анализы которых использованы в работе

Станций драгирования показаны точками; разломы – прямыми линиями

Fig. 13. Location scheme of the dredged peridotites which analyses were used in this study. Dredge stations are shown by dots, fracture zone – by straight lines

Разлом Зеленого мыса. В настоящее время разлом Зеленого мыса - одна из наиболее детально изученных разломных структур Атлантического океана. В основном это касается области восточного сочленения разломных и рифтовых структур. Особенность разломной зоны – исключительно широкое распространение ультрабазитов, причем не только в пределах поперечных хребтов, но и в бортах самой рифтовой долины.

Впервые ультрабазиты разлома были исследованы в 3-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" [58, 71]. Было показано, что в целом ультрабазиты этого района очень сильно деплетированы по сравнению с другими сегментами Срединно-Атлантического хребта (САХ). Последующие работы (9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", 16-й рейс НИС "Академик Борис Петров", 9-й рейс НИС "Антарес") подтвердили это наблюдение. Было детально опробовано внутреннее поднятие в области восточного сочленения рифтовой и разломных структур и показано подавляющее распространение здесь дунитов и гарцбургитов.

В ходе 15-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" была дополнена картина площадного распространения ультрабазитов, в том числе к востоку от оси южного сегмента рифта. Таким образом, в настоящее время разлом Зеленого Мыса – самая детально опробованная разломная структура в Центральной Атлантике, что позволяет нам оценить пространственное распределение различных по составу перидотитов в пределах активной части разлома, а также в зонах его сочленения с западным и восточным сегментами рифта САХ.

Рассмотрим особенности распределения гипербазитов в основных разломных структурах (рис. 14). На западном борту северного сегмента рифтовой долины (А9-70, А9-71) подняты близкие по составу минералов гарцбургиты, образующие на диаграмме $Cr\#-Mg\#$ шпинели, где $Cr\#$ равно $100 \cdot Cr/(Cr+Al)$, $Mg\#$ равно $100 \cdot Cr/(Cr+Al)$ компактное поле со значениями $Cr\#$ в интервале 48-56, что характеризует их как группу сильно деплетированных перидотитов. Это подтверждается составами оливина и ортопироксена. Степень частичного плавления исходя из метода экспериментальной оценки [138] составляет $>20\%$. Породы аналогичного состава широко развиты в районе САХ между 34 и 45° с.ш. (разломы: Океанограф, Курчатов, Феймос, разломы 43° с.ш., 45° с.ш.; скважины глубоководного бурения DSDP 556, 558, 560) [117, 118].

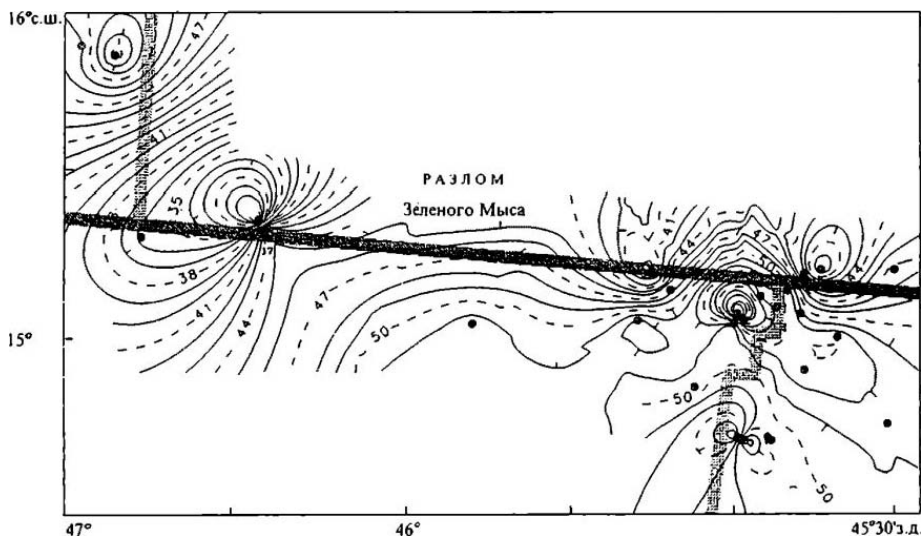


Рис. 14. Карта распределения хромистости шпинели в реститовых ультрабазитах разлома Зеленого Мыса

Черными точками показано расположение станций драгирования с ультрабазитами, по которым построена карта

Fig.4. Map of the distribution of the spinel chromium ratio in residual peridotites of the Cape Verde fracture zone.

By black dots location of the dredge stations with peridotites which were used for the composing of this map is shown

К востоку от оси северного рифта в северном борту разломной долины в нескольких драгах встречены ультрабазиты, которые могут быть разделены на три группы. Первую представляет только один образец (ст. S3-63/28) с относительно высокой хромистостью шпинели (Sp) и низким содержанием Al_2O_3 в Orx . Вторая – промежуточная группа (ст. S3-63) характеризуется умеренной хромистостью Sp (39-41), что соответствует степени частичного плавления 18-19%. Третья, преобладающая, группа – низкохромистая (ст. S3-64). $Cr\#$ составляет 27-28%. Наблюдается также хорошая корреляция с содержанием Al_2O_3 в Orx и Fo оливина. Аналогичные породы преобладают в разломах Гиббс, Атлантис,

26° с.ш., Кейн, Вима. Степень частичного плавления около 12%. Это единственное место в пределах рассматриваемой в работе части разлома Зеленого Мыса, где встречены относительно слабо деплетированные ультрабазиты¹

На южном борту разломной долины напротив зоны сочленения с северным сегментом рифта подняты умеренно деплетированные перидотиты с хромистостью шпинели в интервале 31–34, что в целом соответствует составам второй группы из ранее описанной структуры. В одном образце (ст. S3-55/1d) повышенная Cr# – до 49–50, видимо, не отражает реальную степень частичного плавления, о чем свидетельствует высокое содержание $TiO_2 > 0,5\%$ в шпинели.

На северном борту разлома напротив зоны сочленения с южным сегментом рифта в ряде драг (ст. S3-40, A9-8, A9-48) подняты сравнительно однородные по составу минералов перидотиты. Для них характерны значения Cr# шпинели 37–49, хорошо коррелирующие с Al_2O_3 *Орх* (3.1–3.5%). Такие составы наиболее характерны для восточной части разлома Романш [118]. Это умеренно-сильно деплетированные перидотиты со степенью частичного плавления около 16–20%.

В районе сочленения южного сегмента рифта с разломом, к западу от оси рифта сделано наибольшее количество успешных драгировок, в результате получен широкий спектр составов минералов [61]. Породы характеризуются в целом умеренной, высокой и очень высокой степенью деплетированности. Так для шпинели вариации Cr# составляют 30–65, Al_2O_3 *Орх* 1,5–2,8%, *Fo* оливина 91–92. Большинство составов минералов аналогичны таковым района 34–45° с.ш. Атлантики. Наибольший интерес представляют составы минералов перидотитов, поднятых непосредственно в пределах "внутреннего" углового поднятия. Все они предельно деплетированы; степень частичного плавления существенно выше 24%. Такие составы с Cr# 60–65 и более и Al_2O_3 *Орх* 1,5–2% в настоящее время известны практически только в пределах современных островодужных структур (желоба Тонга и Марианский) [106, 107, 173]. В ряде образцов (A9-11/2, 48, 6, 102; S15-31/134) в шпинели повышенное содержание TiO_2 0,25–0,34%, что, видимо, связано с взаимодействием с основными расплавами.

Возвращаясь к площадному распространению перидотитов в пределах разлома Зеленого Мыса (см. рис. 14), можно отметить, что умеренно-сильно деплетированные ультрабазиты встречены практически только в пределах разломного трога. На внешних склонах поперечных хребтов и в пределах рифтовых гор по обе стороны от рифтовых долин преобладают сильно и очень сильно деплетированные перидотиты. К сожалению, отсутствуют данные по внешнему склону северного поперечного хребта. Область аномально деплетированных перидотитов соответствует структурно выраженному "внутреннему" угловому поднятию в пределах южного интерсекта.

Таким образом, в активной части разлома Зеленого Мыса и в обоих интерсектах подавляющее количество поднятых гипербазитов (98%) – это мантийные реститовые гарцбургиты и дуниты. По составам минералов они соответствуют степени частичного плавления от 13 до 20% и выше. В соответствии с составами минералов все они могут быть разделены приблизительно на три крупные группы. В е р в у ю, умеренно деплетированную, попадают только перидотиты северного борта разлома в районе западного интерсекта. Аналогичные породы встречаются в большинстве сегментов САХ совместно с базальтами N-MORB. Во в т о р у ю, умеренно-сильно деплетированную, попадает около 70% перидотитов из всех остальных структур разлома Зеленого Мыса. Они соответствуют перидотитам аномальных структур (типа "горячих точек"), где широко развиты

¹ Слабо деплетированные перидотиты подняты также в восточной (пассивной) части разлома на 42°30' з.д. Cr# шпинели в них составляет всего 26.

обогащенные базальты (E-MORB). В Атлантическом океане - это в основном район Азорского поднятия. При более дробном делении видно, что перидотиты из отдельных драг (структур) образуют сравнительно компактные поля, что, видимо, свидетельствует об их однородном строении в масштабе опробования (диаметр полей опробования не превышает 15 миль). Надо отметить, что практически в каждой группе есть один-два образца несколько отличного состава. В восточном интерсекте к западу от рифта в пределах одной драги подняты образцы с существенно отличными составами минералов. Видимо, это связано с более мелкими по размеру, чем 10–15 миль, неоднородностями. При статистическом осреднении анализов распределение перидотитов в пределах разлома выглядит более закономерным, а переходы между областями распространения разнотипных перидотитов – постепенными. Особенность этого района – распространение в пределах "внутреннего" углового поднятия исключительно сильно деплетированных перидотитов (третья группа), которые ранее были известны только в островодужных структурах. Центр этой аномальной зоны находится на угловом поднятии. В стороны от него происходит постепенное изменение составов до среднефоновых для этого района значений.

Разломы Марафон и Меркурий. В разломе Марафон ультрабазиты подняты в пределах северного интерсекта с рифтовой долиной на внутреннем и внешнем угловых поднятиях (9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов" [73]). В обеих структурах их состав одинаков. Это умеренно-сильно деплетированные перидотиты (Cr# 42–44), Al_2O_3 в Орх 2,9–3,7%. Ультрабазиты внутреннего углового поднятия северного интерсекта разлома Меркурий судя по хромистости шпинели (Cr# 32–40) менее деплетированы, хотя содержание Al_2O_3 в Орх совпадают (2,7–3,4%). Fo оливина 90,6.

Разлом Вима. В разломе Вима ультрабазиты известны повсеместно в пределах активной части, в интерсектах и в западном отрезке пассивной части разлома [113, 177]. Хромистость шпинели низкая или умеренная (Cr# 18–33). Содержания Al_2O_3 в Орх находятся в пределах 4–5,5% [118]. Степень частичного плавления ультрабазитов изменяется от 8 до 15%. В породах наиболее хорошо опробованного северного борта разлома не отмечается каких-либо закономерных вариаций степени частичного плавления в зависимости от положения и удаленности от западного интерсекта. Отмечено всего несколько образцов с признаками контаминации базальтового расплава, что свидетельствует об очень незначительном проявлении этого процесса в данном разломе.

Разломы Долдрамс и Вернадского. В разломе Долдрамс в 6-м и 9-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" детально опробован район восточного интерсекта и прилегающая активная часть; имеются также одиночные драгировки на восточном и западном флангах разлома [72, 74]. Активная часть построена сложно (рис. 15). Здесь имеется несколько кулисообразно расположенных меданных хребтов в пределах собственно разломной долины.

Составы перидотитов, поднятых в пределах этих структур, приблизительно по сечению $38^{\circ}22'$ з.д., сильно варьируют. Здесь, на северном борту разлома (ст. S9-73) подняты умеренно деплетированные перидотиты (Cr# шпинели составляет 33–37). TiO_2 не поднимается выше 0,1%. С этими значениями хорошо коррелируют величины Al_2O_3 Орх (3,5–4,1%). Абсолютно аналогичные по составу породы подняты на северном склоне медианного хребта (ст. S9-70). На южном борту этой же структуры (ст. S9-69) перидотиты деплетированы значительно сильнее (Cr# шпинели 42,4–46,4). Величины Al_2O_3 Орх составляют 3,5–4,6%; Fo оливина – 89,5–91. На северном склоне расположенного южнее второго медианного хребта (ст. S9-81) подняты преимущественно умеренно деплетированные

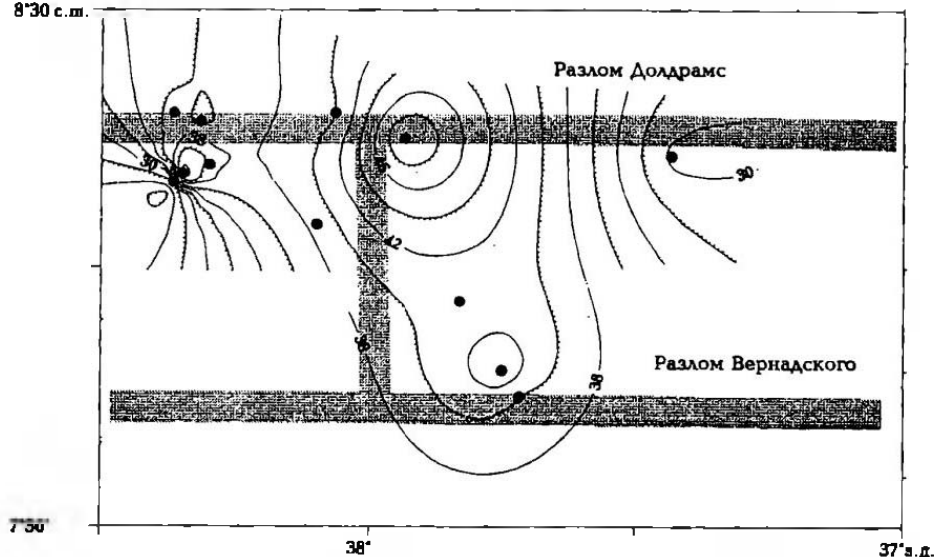


Рис. 15. Карта распределения хромистости шпинели в реститовых ультрабазитах района разломов Долдрамс и Вернадского
Условные обозначения см. на рис. 14

Fig. 15. Map of distribution of the spinel chromium ratio in the residual peridotites of the Cape Verde fracture zone
For figure captions see fig. 14

перидотиты (Cr# шпинели 34–39). На южном склоне этого хребта (ст. S9-76) поднято два типа перидотитов. Один с повышенной хромистостью шпинели (Cr# 46–47) и одновременно высоким TiO_2 (0,36–0,37), другой – слабо деплетированный с Cr# 23,3–23,6. Кроме того, на северном борту разлома напротив восточного интерсекта подняты умеренно-сильно деплетированные перидотиты (Cr# 40–47) с пониженным содержанием Al_2O_3 *Орх* (3,0–3,8%). А на южном борту пассивной части разлома Долдрамс вблизи углового поднятия (ст. S9-59) ультрабазиты деплетированы еще сильнее (Cr# 50,5–51,5).

В пределах внутреннего углового поднятия восточного интерсекта разлома Долдрамс (ст. S9-66) ультрабазиты умеренно деплетированы (Cr# 38). Аналогичные породы подняты в пределах внутреннего углового поднятия западного интерсекта разлома Вернадского (Cr# 36–40); Al_2O_3 *Орх* 3,4–3,8%, *Fo* оливина 90,4–90,9.

На горе Пейве в разломе Вернадского преобладают высокохромистые ультрабазиты (Cr# 51–58) с высоким TiO_2 (0,2–1,1%). В то же время в одном образце имеется несколько генераций *Орх* существенно различного состава (Al_2O_3 от 1,7 до 3,7%); *Fo* оливина 89,2–90,6. Вторая группа – умеренно хромистая (Cr# 32–44) с относительно низким TiO_2 , что коррелируется с умеренными значениями Al_2O_3 в *Орх* (3,8–4,8%) и совершенно не соответствует очень низким значениям *Fo* (88,2–89,2). Это не позволяет достоверно оценить величину степени частичного плавления данного мантийного материала. Неравновесность составов, скорее всего, связана с интенсивным воздействием на реститовые ультрабазиты нескольких генераций основных расплавов, при формировании крупных магматических камер, в настоящее время тектонически выведенных из низов коры в виде горы Пейве.

На восточном фланге разлома Долдрамс в 60 км от восточного интересекта в пределах медианного хребта подняты слабо деплетированные перидотиты (Сг# 19–31) с повышенным Al_2O_3 *Орх* (4,9–6,0%). На западном фланге в 100 км от западного интересекта подняты также слабо деплетированные перидотиты (Сг# 24–25,6); Al_2O_3 *Орх* (5,0–5,2%). Степень частичного плавления перидотитов не превышает 10–15%.

Таким образом, в разломе Долдрамс вблизи современной рифтовой долины и на ее бортах преобладают умеренно деплетированные перидотиты, являющиеся "фоновыми" для структур Атлантики. На этом фоне выделяется аномальный блок с сильно деплетированными перидотитами вблизи внешнего углового поднятия восточного интересекта. О его форме и размерах нет данных, так как ультрабазиты из соседней станции не анализировались. На обоих флангах разлома (в пассивной части) встречены только слабо деплетированные перидотиты. Такое различие, возможно, свидетельствует либо о существенном изменении условий генерации основных расплавов, либо о последующем вовлечении в процессы образования океанической коры мантии иного состава (более деплетированной). Слабо деплетированные перидотиты, найденные в активной части разлома (ст. S9-76) среди умеренно-сильно деплетированных, можно рассматривать как проявление тектоники "неспрединговых блоков".

Между разломами Долдрамс и Страхов имеется только одна станция с ультрабазитами на западном борту рифта САХ в районе разлома 6°с.ш. Это умеренно деплетированные перидотиты (Сг# 27–30), что соответствует умеренной степени частичного плавления (15–16%).

В районе между разломами Страхова и Сан-Паулу на восточном борту рифтовой долины САХ в 7-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" подняты перидотиты с высокими значениями Сг# (49–54), что соответствует высокой степени частичного плавления (>18%). Реликтов *Орх* в этих образцах обнаружено не было.

В активной части разлома Сан-Паулу (восточная часть) в 7-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" подняты слабо-умеренно деплетированные перидотиты (Сг# 29–39) при Al_2O_3 в *Орх* 3,8–4,2% [118]. Они прошли 12–18% частичного плавления. Исключение составляют острова Святого Петра и Павла (рис. 16). Милонитизированные амфиболовые перидотиты, их слагающие [149], характеризуются очень низкими значениями Сг# шпинели (13–28) и соответственно низкой степенью частичного плавления (<10%).

Разлом Романш. В разломе Романш [118] были известны две группы перидотитов. В пределах 100 км к востоку от западного интересекта описаны слабо деплетированные перидотиты с величиной Сг# шпинели <25, низкими значениями *Fo* оливина и высоким Al_2O_3 *Орх*. Соответственно степень частичного плавления этого мантийного материала составляет менее 10%. В этом районе поднят наименее деплетированный перидотит в пределах всей Атлантики с Сг# шпинели 10,1 и с Al_2O_3 *Орх* 5,9% (обр. АТ 196АЕ [118]). В то же время в восточной части разлома Романш на расстоянии 100–320 км от восточного интересекта были известны только сильно деплетированные перидотиты с Сг# шпинели более 40. Кроме того, большинство перидотитов этого района были загрязнены базальтовым расплавом. Это в ряде случаев привело к увеличению Сг#, что затрудняет оценку степени частичного плавления материала.

В результате работ 13-го и 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" [60] в восточной части разлома Романш и в районе восточного интересекта, где ранее каменный материал не поднимался, было существенно уточнено распределение разнотипных перидотитов (рис. 17, табл. 2-5). В пределах сегмента Романш между 17°00' и 20°40' з.д. Сг# находится в интервале 30–56, причем высо-

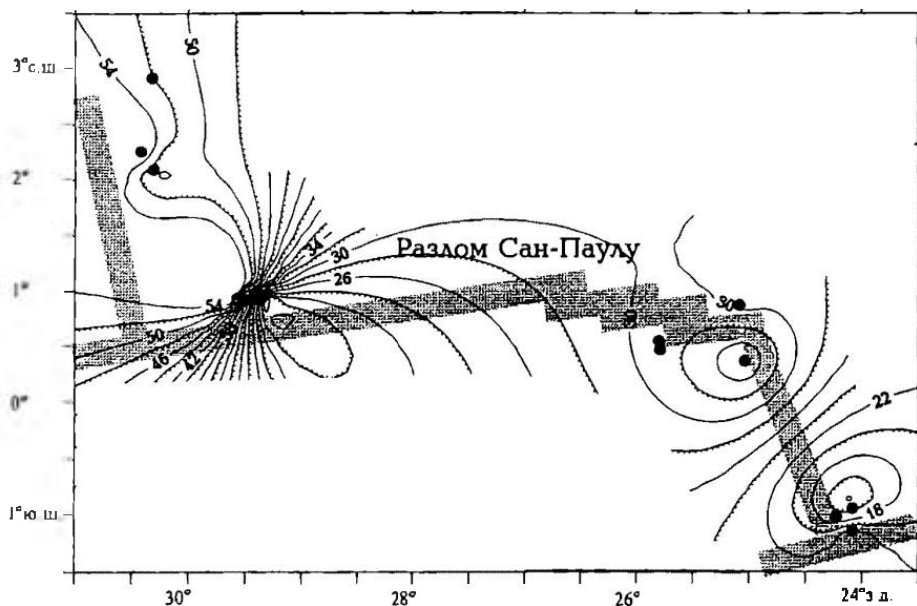


Рис.16. Карта распределения хромистости шпинели в реститовых ультрабазитах района разлома Сан-Паулу
Условные обозначения см. на рис.14

Fig.16. Map of the distribution of the spinel chromium ratio in the residual peridotites of the Saint Paul fracture zone area
For figure captions see fig. 14

кая хромистость только в части образцов совпадает с повышенным TiO_2 , в остальных же TiO_2 составляет 0,01-0,07%, что подтверждает ранее сделанный вывод о распространении в этой части разлома только умеренно-сильно деплетированных перидотитов. На это же указывает и низкое- умеренное содержание Al_2O_3 в *Orx* (1,7-3,7%) и высокий *Fo* оливина (91,1-91,8). Все перидотиты "брошенного" рифта и его западного борта характеризуются высокими значениями *Cr#* шпинели и TiO_2 и, видимо, контаминированы базальтовым расплавом.

Наибольший интерес представляют перидотиты, поднятые непосредственно из зоны восточного интерсекта, в области проградации восточного рифта. Наряду с умеренно деплетированными перидотитами здесь имеются очень слабо деплетированные с низкой *Cr#* шпинели (11,1-14,4), высоким содержанием Al_2O_3 в *Orx* (3,3-5,3%) и в *Srx* (6,7-7,5%); Na_2O в *Srx* (0,8-1,3%) и низким *Fo* оливина (89,8). Они слагают блок размером около 15-20 км среди умеренно деплетированных перидотитов. Интересно, что не обнаружены породы промежуточного состава. Сонахождение существенно различных по составу перидотитов в районе восточного интерсекта, по всей видимости, отражает существование веществных мантийных неоднородностей размером в первые десятки километров. Слабо деплетированные перидотиты аналогичны породам западного интерсекта разлома Романш, где породы иного состава не обнаружены. В пределах собственно активной части разлома Романш известна только одна находка пород такого состава на 18°26' з.д. (ст. P6707B-13 [114]).

Разлом Чейн. В 13-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" перидотиты были подняты в 13 различных участках разлома Чейн и прилежащих отрезках рифтовых долин. Определены составы минералов перидотитов из рифтовой долины к югу и к северу от разлома Чейн, в восточной и западной зонах сочленения рифтовой долины с разломом и в активной части разлома Чейн [54].

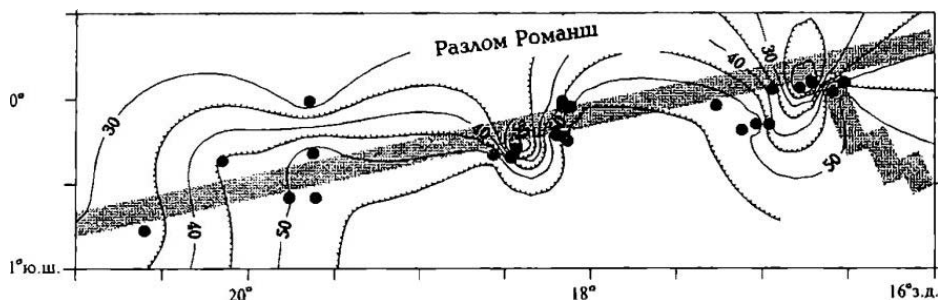


Рис. 17. Карта распределения хромистости шпинели в реститовых ультрабазитах района разлома Романш

Условные обозначения см. на рис. 14

Fig 17. Map of the distribution of the spinel chromium ratio in the residual peridotites of the Romanche fracture zone area

For figure captions see fig. 14

В рифтовом сегменте САХ южнее разлома Чейн выделяются две группы перидотитов. Для первой характерны умеренно хромистые шпинели (Cr# 26). Содержание Al_2O_3 в *Orx* 3,6–3,8%, в *Spx* 5,3%, *Fo* оливина 90,2–90,6. Наблюдается хорошая корреляция составов сосуществующих минералов, что позволяет оценить степень частичного плавления как 12–13%. Составы минералов перидотитов второй группы достаточно разнообразны. Их объединяет высокая хромистость шпинели (Cr# 55–58), низкое содержание Al_2O_3 в *Orx* (2,0–2,4%) и *Spx* (2,6–5,3%). Приходится относиться с осторожностью к высокой хромистости шпинели ряда образцов с высоким содержанием TiO_2 0,3–0,4%, что, видимо, отражает метасоматическое взаимодействие и не позволяет оценить характер исходного мантийного материала и степень его деплетированности. В одном образце присутствует две генерации *Orx* с существенно различными содержаниями Al_2O_3 , CaO и Cr_2O_3 . Одна генерация с низкими значениями Al_2O_3 – 2%, соответствующая высокой хромистости шпинели, другая – с высокими Al_2O_3 . Эти неравновесные составы также, видимо, результат отмеченных ранее процессов контаминации.

В пределах восточного внутреннего углового поднятия может быть выделено две группы перидотитов. Одна – с умеренной хромистостью шпинели (Cr# 32) и Al_2O_3 в *Orx*, что соответствует степени частичного плавления около 15%. Другая группа включает перидотиты с высокохромистыми шпинелидами (Cr# 44–52) и большим разбросом значений Al_2O_3 в *Orx* (2,6–4%) и *Spx* (2,8–5%) и высокими значениями *Fo* оливина (90,5–91,4). Разброс составов пироксенов частично объясняется исключительно широким развитием структур распада твердых растворов как в орто-, так и в клинопироксене. При этом часть ламеллей имеет размеры меньше диаметра пучка электронов микроанализатора, что иногда может приводить к осреднению составов пироксенов по ряду элементов. Величина частичного плавления остальных перидотитов этой группы составляет 17–18%.

На северном борту активной части разлома была сделана только одна станция драгирования (обр. АТ 5К [114]). Минералы перидотитов аналогичны по составу и величине частичного плавления умеренно деплетированным перидотитам восточного углового поднятия ($Cr\#$ шпинели 28,1–31,5; Al_2O_3 в Op_x – 4%, в Cr_x – 5,3%).

Перидотиты внутреннего углового поднятия в пределах северного интерсекта можно разделить на две группы. Наибольший интерес представляют милонитизированные перидотиты, поднятые с северного борта долины разлома на ст. S13-43 и S13-44. Для них характерна низкая хромистость шпинели (15–16), высокое содержание Al_2O_3 в Op_x (3,3–5,3%) и Cr_x (5,6–6,6%), низкое Fo оливина (89,5–90,5). Такие составы характерны для очень слабо деплетированного мантийного материала. Степень частичного плавления этого мантийного материала < 10%. Другая группа, наоборот, характеризуется высокой хромистостью шпинели – 53, низким Al_2O_3 в Op_x (2,2%), высоким Fo оливина (91,1–91,4) и соответственно высокой степенью частичного плавления (>18%). Нахождение в одной драге, с одной стороны, слабо деплетированных, с другой – сильно истощенных перидотитов свидетельствует о существовании в этом районе мелкомасштабных мантийных неоднородностей. Первый тип перидотитов соответствует низким степеням частичного плавления (практически неистощенная мантия), второй – значительной степени плавления, характерной для участков с широким распространением обогащенных толеитовых базальтов.

В северном сегменте рифта САХ подняты перидотиты с умеренной хромистостью шпинели ($Cr\#$ 34–36), содержанием Al_2O_3 в Op_x 3,5–3,9%, в Cr_x 4,5–7%. Степень частичного плавления около 15%.

Обобщая приведенные выше данные, можно констатировать следующее. С севера на юг кривая средних значений хромистости шпинели, соответствующая изменению степени деплетированности ультрабазитов, выглядит следующим образом (рис. 18).

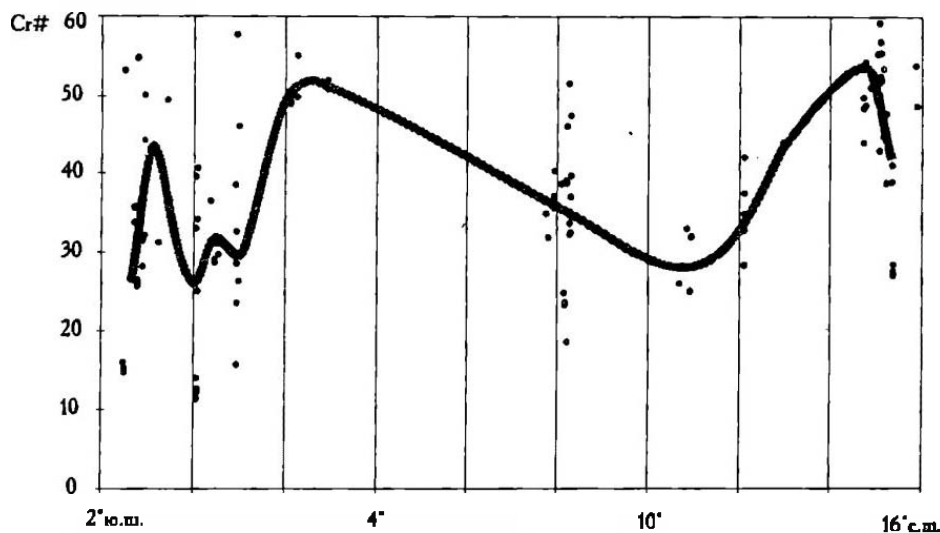


Рис.18. Профиль хромистости шпинели ($Cr\# = 100 \cdot Cr / (Cr + Al)$) перидотитов по простиранию САХ

Fig.18. Profile of the spinel chromium ratio ($100 \cdot Cr / (Cr + Al)$) in the residual peridotites along the MAR strike

На северном борту разлома Зеленого Мыса средняя величина деплетированности 17%. На южном она максимальна – 21%. Далее к югу происходит уменьшение деплетированности до 18% в разломе Марафон и 15% в разломе Меркурий. Минимум (13%) соответствует перидотитам разлома Вима. В разломах Долдрамс и Вернадского средняя величина деплетированности перидотитов 15%. Следующий пик деплетированности – 21%, он соответствует району между разломами Страхов и Сан-Паулу. Затем резко падает до 15% в районе островов Святого Петра и Павла и до 12% – в западном интерсекте разлома Романш. В остальной части разлома Романш и в разломе Чейн преобладают умеренно деплетированные ультрабазиты. Таким образом, по простиранию САХ от разлома Зеленого Мыса до разлома Чейн имеется несколько крупных мантийных неоднородностей размером около 100 км, сложенных в различной степени деплетированными ультрабазитами. Выделяются две области сильно деплетированных перидотитов: между разломами Зеленого Мыса и Марафон и между разломами Страхов и Сан-Паулу. Для первой области характерно то, что ее северная граница резкая, проходит по долине разлома Зеленого Мыса, а южная не столь отчетлива. Здесь происходит постепенное уменьшение степени деплетированности перидотитов от разлома Зеленого Мыса, где эти значения максимальны, до разлома Вима, в пределах которого преобладают слабо-умеренно деплетированные перидотиты.

Габбро

Разлом Зеленого Мыса. Фрагменты ультрабазит-габбровой расслоенной серии были подняты из различных структур разлома Зеленого Мыса и отличаются большим разнообразием минерального состава [83]. В большинстве мест эти породы в той или иной степени испытали динамометаморфические преобразования разных температурных уровней. Наименее измененные разности сохранились на юго-восточном склоне внутреннего углового поднятия в районе южного интерсекта. Здесь были подняты габброиды и ультрабазиты, типичные для расслоенных серий офиолитовых ассоциаций. Это дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, полосчатые кумулятивные габбро, а также среднезернистые габбро-нориты и габбро-долериты. Несомненно, что на этом участке выходят на поверхность дна фрагменты 3-го слоя. Подобный же фрагмент имеется и в восточном борту рифтовой долины, а также в пределах собственно активной части разлома.

Габброиды представлены плагиоклаз-авгитовыми разностями, оливиновыми габброидами, габбро-норитами и габбро-анортозитами. Отдельную группу составляют рудные габбро и габбро-нориты, обогащенные ильменитом. Петрохимический анализ и химия минералов говорят о том, что ильменитовые габброиды являются продуктами позднего этапа фракционной кристаллизации. Целенаправленное площадное драгирование в зоне восточного сочленения рифт-разломом показало, что здесь широко развиты продукты динамометаморфизма габброидов с хорошо выраженными бластокатакlastическими структурами. Среди последних сохраняются многочисленные реликты неметаморфизованных габброидов, как в виде самостоятельных обломков, так и в качестве фрагментов в метаморфических породах [61]. Температурный режим динамометаморфических преобразований варьирует от условий, близких к гранулитовой фации, до среднетемпературных. Наибольшая интенсивность динамометаморфизма отмечается для крайних дифференциатов – ильменитовых разностей, часто превращенных во флазер-габбро. Первичные минералы в последних сохраняются в

виде порфиروقластов (крупных неперекристаллизованных обломков). Все разновидности габброидов, включая габбро-долериты, в той или иной мере испытывали низкотемпературные преобразования на уровне нижних ступеней зеленосланцевой фации без деформаций (актинолитизация, хлоритизация, альбитизация, цоизитизация, карбонатизация). Эти преобразования обнаруживают самый поздний, постдеформационный характер.

Наиболее высокотемпературные деформации проходили в условиях, близких к гранулитовой фации, приводя к появлению гранулярного клинопироксена в бластомилонитовом агрегате. В рудных габбро, поднятых на ст. S15-29; S15-35 и S15-38, наблюдается интенсивный высокотемпературный бластокатаклиз с образованием микроагрегатов плагиоклаза, коричневых амфиболов, клинопироксена, а также большого количества окислов Fe и Ti. Отметим попутно, что в габброидах ранних этапов кристаллизации бластокатаклаза с образованием гранулярного пироксена не наблюдается. Высокотемпературные деформации в условиях амфиболитовой фации были зафиксированы на упомянутой выше ст. S15-35, расположенной на западном борту рифта. Здесь, кроме образцов с гранулярным клинопироксеном, были подняты гнейсовидные и очковые флазер-габбро, варьирующие по составу от плагиоклазитов и лейкократовых габбро-норитов до явных рудных разностей, богатых окислами Fe и Ti. Во всех этих породах широко развит высокотемпературный коричневый амфибол при отсутствии гранулярного клинопироксена. Линзовидно-полосчатые рудные флазер-габбро, отвечающие среднетемпературным условиям динамометаморфизма, драгированы в пределах внутреннего углового поднятия.

Клинопироксен в микрогранобластовом агрегате аналогичен по составу клинопироксену в порфиروبластах [61]. Это показывает, что начальные стадии динамометаморфизма с образованием гранулярного клинопироксена проходили в температурных условиях, близких к кристаллизации габброидов. Единственное отличие – разный уровень содержания Na_2O , который в гранулярном клинопироксене возрастает примерно на порядок, достигая 1%.

Наиболее высокотемпературные деформации, близкие к условиям гранулитовой фации, осуществлялись непосредственно до проникновения водного флюида и не сопровождались образованием амфиболов. Интенсивность же деформаций (бластокатаклаза) не обнаруживает прямой зависимости от температурных условий, и она определялась в основном стрессовыми напряжениями. Проникновение в зоны деформаций водного флюида могло существенно снижать коэффициент вязкости базитового материала и способствовать пластическим деформациям даже в условиях падения температуры. Распределение $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ в габброидах позволяет говорить об участии по крайней мере трех мантийных источников в их формировании [83].

Разломы Вернадского и Долдрамс. В районе горы Пейве среди различных интрузивных пород обнаружены две необычные группы.

Первая группа с апатит-ильменитовыми феррогаббро со следами ранней кристаллизации апатита, ильменита и железистого оливина из обогащенного Fe_2O_3 расплава. Низкомагнийевый, высококальциевый и высококремниевый клинопироксен обогащен MnO и относится к салитам и геденбергитам, которые характерны для очень сильно дифференцированных пород континентальных расчлоенных толеитовых интрузий. Эти габбро значительно обогащены Ba, Th, Zr и Y по сравнению с породами различных типов океанической мантии. Габбро характеризуются высокими абсолютными содержаниями редкоземельных элементов (30-60 • хондритовых значений) и также значительными отрицательными аномалиями Ta и Hf по отношению к средним MORB. Отношения некогерентных элементов, на которые дифференциация не оказывает влияния, такие как

Th/Ta, Ta/La, Zr/Hf, Th/Nb, близки к значениям, характерным для метасоматически обогащенной континентальной мантии или даже континентальной коры. Fe-Ti-габбро тесно связаны с амфибол-биотитовыми гранитами и монцонитами, обогащенными K, Rb, Zr, Y и редкими землями [37]. По распределению Th и Ta они близки к гранитам континентальной коры.

Вторая группа интрузивных пород представлена низкотитанистыми габбро с ксенолитами ильменита, сфена и рутила, породы драгированы с углового поднятия (S6–S9). Ильмениты с высоким содержанием MnO (более 2%), что типично для пород эклогитовой фации Альп и Северных Каледонид. Сфены по своим содержаниям FeO и Al_2O_3 близки некоторым сфенам пород эклогитовой фации, особенно эклогитам древних высокометаморфизованных провинций [37]. Рутил сходен по составу с рутилами альпийских и норвежских эклогитов, а также с рутилами ильменит-сфен-рутиловых пород (метапелитами) докембрийских метаморфических комплексов. Эта минеральная ассоциация типоморфна для пород эклогитовой фации и метапелитов. На самом деле рутил не может кристаллизоваться в условиях, существующих в океанической литосфере [176]. Наличие древней мантии континентального типа и нижнекорового материала вблизи САХ свидетельствует о специфическом характере спрединга океанического дна в Центральной Атлантике, возможно с поздней юры. Был определен возраст апатитов из Fe-Ti габбро. В одном случае возрастной интервал равен 150–170 млн. лет (поздняя юра), в другом – около 300 млн. лет (карбон). Описанные породы нижней коры из разлома Долдрамс видимо слагают неспрединговый блок, сходный с блоками, описанными ранее в разломах Вима [111], Океанограф [174] и в районе скал Святого Петра и Павла [109, 162]. Позднеюрский возраст пород неспредингового блока разлома Долдрамс согласуется с временем ранней фазы раскрытия Центральной Атлантики, сопровождавшегося интенсивной интрузивной и вулканической деятельностью. Возраст метасоматоза при смешении примитивной мантии скал Святого Петра и Павла с обогащенным источником континентального типа также попадает в этот возрастной интервал (155 млн. лет).

Базальты

Разлом Зеленого Мыса. По району разлома Зеленого Мыса имеются многочисленные публикации, в которых детально рассматриваются особенности состава базальтов [27, 56, 57, 61, 83, 123]. Поэтому можно ограничиться очень краткой их характеристикой, рассмотрев в основном особенности вещественного состава и пространственного расположения (рис. 19), обусловленные различными мантийными источниками и условиями плавления.

В пределах рифтовой долины северного сегмента САХ в районе 16° с.ш. (ст. S3-S2; A9-66, 67, 68, 69, 70) подняты близкие по составу свежие базальты и вулканические стекла. Содержания главных породообразующих и рассеянных элементов в базальтах варьируют в интервале, характерном для толеитов САХ (TiO_2 1,2–1,66%; K_2O 0,05–0,30%; Nb 3,8–6,4 г/т; Zr 80–492 г/т). На вариационных диаграммах они образуют компактную группу со средней степенью фракционирования (FeO^*/MgO 1,23–1,58). Отношения $(La/Sm)_n$ ² 0,55–0,85 и $(Nb/Zr)_n$ 0,46–0,48 характеризуют эти базальты как N-T- MORB.

Базальты, драгированные с южного борта пассивной западной части разлома (ст. S3-60), значительно сильнее изменены, чем рифтовые базальты; кроме того для них характерны большие вариации значений рассеянных и редкоземельных

² Здесь и далее для нормализации использовались коэффициенты из работы [123]

элементов и их отношений $(Nb/Zr)_n$ 0,38–0,82; $(La/Sm)_n$ 0,88–1,40, что свидетельствует о более сложном строении южного борта разлома.

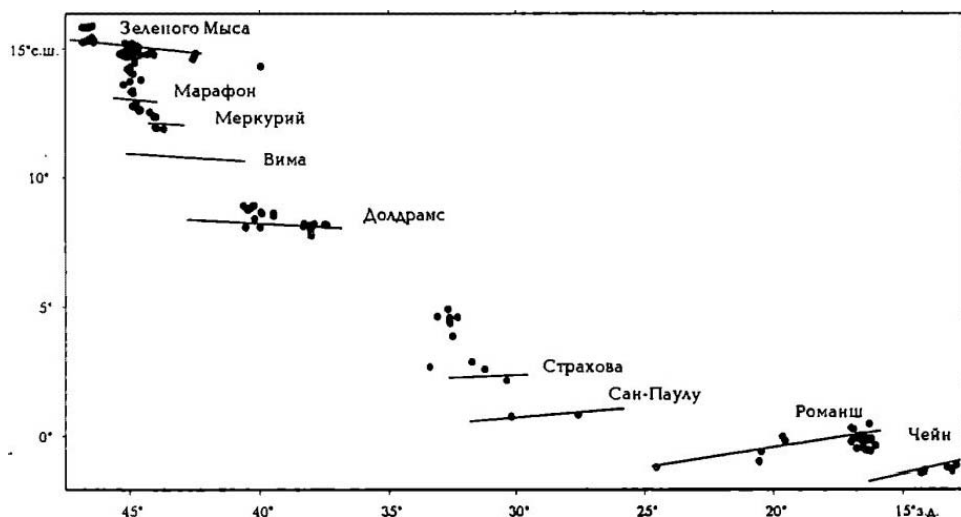


Рис. 19. Схема расположения драгированных базальтов и базальтовых стекол, анализы которых использованы в данной работе
Условные обозначения см. на рис. 13

Fig. 19. Location scheme of the dredged basalts and basalt glasses which analyses were used in this study

For figure captions see fig. 13

В районе внутреннего углового поднятия северного интерсекта наряду с N-MORB (ст. A9-51, S3-64) подняты более дифференцированные (FeO^*/MgO 1,66–1,82) и более обогащенные T-MORB (ст. A9-53, 54; S3-63). Для последних характерны отношения $(La/Sm)_n$ 1,1–1,4 и $(Nb/Zr)_n$ 0,61–1,05.

В пределах южного интерсекта выделяется, несмотря на близкий минеральный состав, несколько геохимических типов базальтов. На внешнем угловом поднятии (включая прилежащую часть рифтовой долины; ст. S3-33, 39; A9-16; S9-8) подняты базальты с высокими содержаниями всех литофильных элементов (Sr 180–280, Nb 11–20, La 8–14). Одновременно в них отмечены высокие отношения $(Nb/Zr)_n$ – 1,7–2,0, свидетельствующие о высокой степени обогащенности мантийного источника базальтов, что позволяет отнести их к P-MORB. Кроме того, при умеренной величине дифференциации базальты обогащены P_2O_5 , K_2O и TiO_2 . Несколько южнее в рифтовой долине подняты сравнительно слабо дифференцированные базальты с умеренными и низкими содержаниями литофильных элементов и с $(Nb/Zr)_n$ 0,6–1,4 и $(La/Sm)_n$ 0,6–1,6.

В восточной части пассивной зоны разлома, примерно по 42°30' з.д., с южного борта разлома подняты два типа базальтов. Один характеризуется повышенными отношениями $(La/Sm)_n$ 1,6 и $(Nb/Zr)_n$ 0,79–0,91. В другом типе эти отношения существенно ниже $(Nb/Zr)_n$ 0,5–0,62. В пределах северного борта имеются слабо дифференцированные породы с очень низкими отношениями $(Nb/Zr)_n$ 0,12–0,32, $(La/Sm)_n$ 0,46–0,55 и пониженными концентрациями большинства литофильных элементов.

Еще восточнее, на $30^{\circ}10'$ з.д., в пределах разлома подняты базальты, аналогичные породам северного борта разлома на $42^{\circ}30'$ з.д. с очень низкими отношениями $(\text{Nb/Zr})_n = 0,19-0,21$.

Чтобы охарактеризовать различие в мантийных источниках базальтов, мы воспользуемся отношением $(\text{Nb/Zr})_n$, нормализованным на хондритовые значения. Эти отношения хорошо согласуются с отношениями некогерентных элементов, включая и редкие земли. Базальты с минимальными значениями отношений $(\text{Nb/Zr})_n$, $0,12-0,35$, и $(\text{La/Sm})_n$, $0,46-0,60$, самыми низкими концентрациями большинства литофильных элементов, включая и РЗЭ, это наиболее обедненный N-тип MORB. К этой группе пространственно приурочены базальты северного борта разлома Зеленого Мыса на восточном фланге САХ, базальты сечения $30^{\circ}10'$ з.д. и ряд базальтов западного интерсекта (ст. S3-63, 65). Аналогичные базальты известны в пределах САХ на $24-33^{\circ}$ с.ш. (скв. 395, 396 DSDP) и в разломе Кейн на 22° с.ш. [122, 124].

Базальты со значениями $(\text{Nb/Zr})_n$, $0,6-0,8$ и умеренными содержаниями литофильных элементов, с широкими вариациями распределения РЗЭ в них - $(\text{La/Sm})_n$, $0,8-1,3$ - относятся к промежуточному T-MORB и частично к N-MORB. Такие базальты известны в пределах южного борта разлома на восточном фланге САХ ($42^{\circ}20'-42^{\circ}40'$ з.д.); западного и частично восточного сегментов рифтовых долин САХ, примыкающих к разлому. К ним же относится большинство базальтов активной части разлома и базальты южного борта пассивной части разлома на западном фланге САХ. Аналогичные по составу базальты описаны в районе 63° с.ш. САХ (скв. 407-409 DSDP) [124].

Базальты с повышенными отношениями $(\text{Nb/Zr})_n$, $1,1-1,2$ и $(\text{La/Sm})_n$, $1,3-1,8$, высокими концентрациями большинства литофильных элементов - P-MORB есть только в пределах внешнего углового поднятия южного интерсекта.

Наиболее сложное пространственное распространение базальтов, отвечающих различным мантийным источникам, наблюдается в пределах южного интерсекта, рифтовой долины САХ и в прилежащих рифтовых горах. Здесь на общем фоне базальтов со значениями $(\text{La/Sm})_n$, $1,2$ наблюдаются локальные изометрические положительные и отрицательные (относительно этого фона) аномалии $\approx 20-30$ км в диаметре (рис. 20). Самая интенсивная аномалия со значениями $(\text{La/Sm})_n > 2$ находится в 15 км к западу от оси рифта САХ (ст. S15-22). К северо-востоку с резким градиентом (ст. S15-18, 19, 21, 55) она переходит в отрицательную аномалию со значениями $(\text{La/Sm})_n < 1,2$, также находящуюся к западу от оси рифтовой долины САХ (ст. S15-35). Аналогичная аномалия, но несколько меньшей интенсивности, имеется к востоку от оси САХ (ст. A9-31, S3-35, S15-38). Фактически их можно рассматривать как единую отрицательную аномалию размером 20×50 км, вытянутую в широтном направлении и симметричную относительно оси САХ. Со структурами внешнего углового поднятия пространственно совпадает меридиональная положительная аномалия $(\text{Nb/Zr})_n > 1,2$ (ст. S3-33, 38, 39; S15-39; A9-19). На восточном фланге САХ (в 50 км от оси рифта) имеется еще одна положительная аномалия $(\text{Nb/Zr})_n > 1,4$ (ст. S15-7). Рассмотренные аномалии дают представление о пространственном положении и размерах мантийных неоднородностей, обуславливающих данное распределение РЗЭ в базальтах.

Имеющиеся многочисленные микрозондовые анализы закалочных стекол позволяют уточнить картину распространения различных типов базальтов в разломе Зеленого Мыса. Так отношение $(\text{K/Ti})_n$ стекол аналогично отношениям $(\text{Nb/Zr})_n$ и $(\text{La/Sm})_n$ базальтов и может рассматриваться как характеристика вещественных мантийных неоднородностей. В пределах западного сегмента рифта САХ эти значения минимальны (рис. 21). В районе восточного интерсекта рас-

положение и размер $(K/Ti)_n$ аномалий достаточно хорошо совпадает с расположением $(La/Sm)_n$ аномалий базальтов.

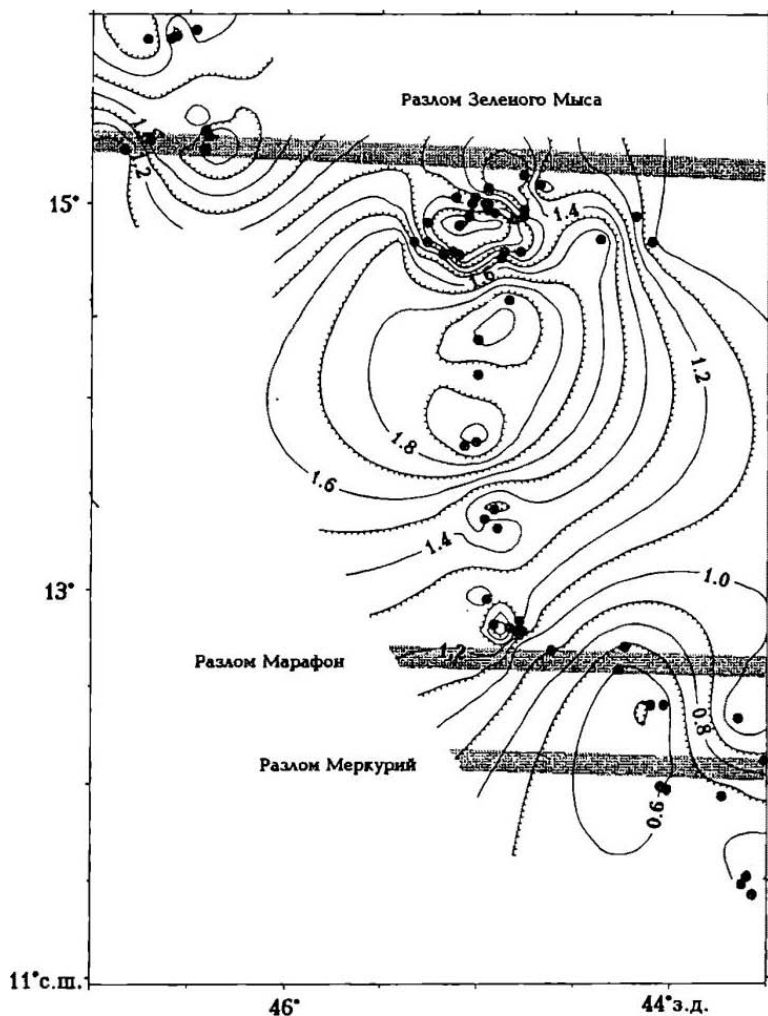


Рис.20. Карта распределения $(La/Sm)_n$ отношений в базальтах сегмента САХ между 11° и 16° с.ш.

Fig.20. Map of the distribution of $(La/Sm)_n$ ratio in basalts from MAR segment between 11° and 16° N

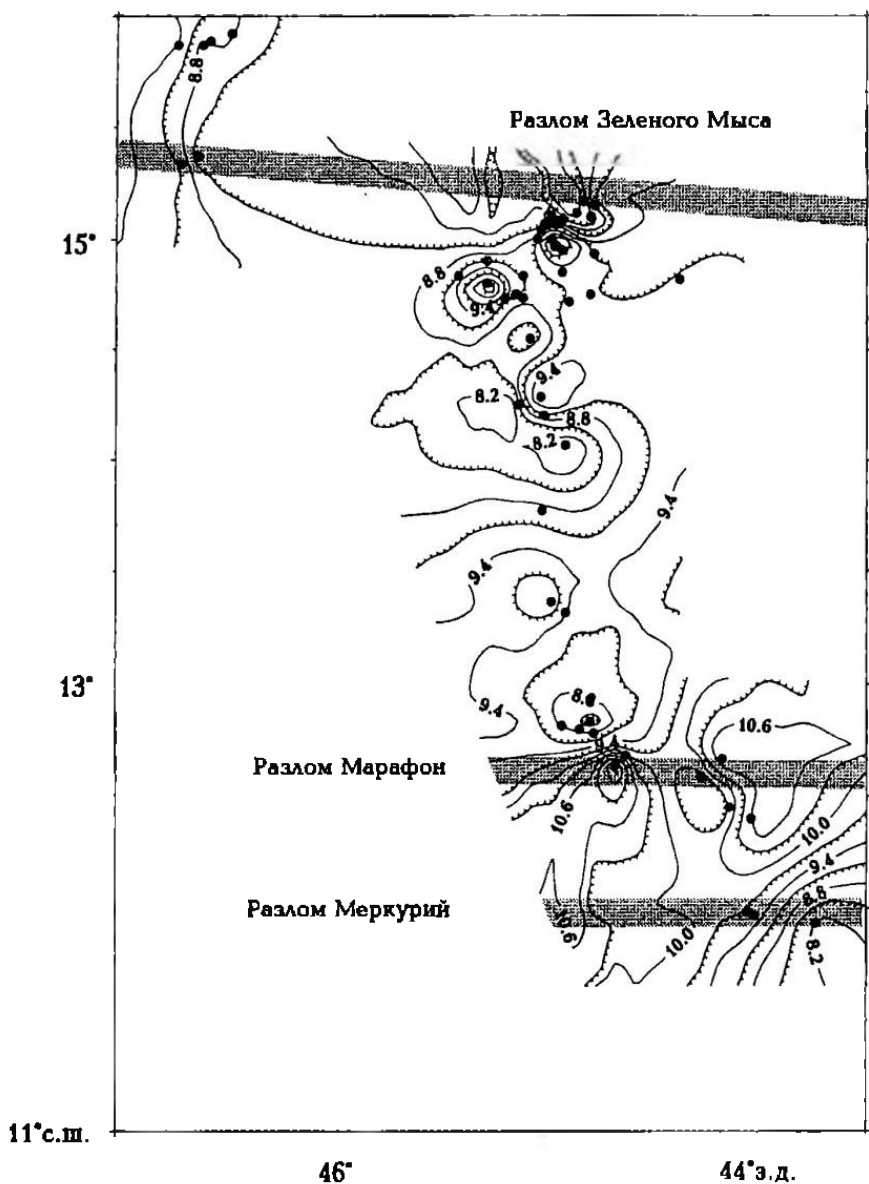


Рис.21. Карта распределения $(K/Ti)_n$ отношений в базальтовых стеклах сегмента САХ между 11° и 16° с.ш.

Fig.21. Map of the distribution of $(K/Ti)_n$ ratio in basalt glass from MAR segment between 11° and 16° N

В то же время имеются и отличия. Выделяется очень интенсивная и четко очерченная аномалия со значениями $(K/Ti)_n$ до 2,3, приуроченная к внешнему угловому поднятию. Ничего похожего по другую сторону от оси САХ не наблю-

дается. Эта резкая асимметрия, видимо, свидетельствует о том, что данная аномалия очень молодая. Аномалия впервые была обнаружена в 3-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов". Далее мы будем называть ее Угловой аномалией. Расположенная южнее отрицательная аномалия симметрична относительно оси САХ и прослеживается на расстоянии около 30 км по обе стороны от нее. Восточная часть аномалии гораздо менее интенсивна, чем западная, что, возможно, связано с влиянием крупной положительной аномалии, примыкающей к ней с севера. Южнее $14^{\circ}35'$ с.ш. хорошо видна крупная положительная аномалия со значениями $(K/Ti)_n$ 1,91. Данная аномалия была впервые обнаружена А.Буго [123]. Отсутствие данных за пределами рифтовой долины не позволяет определить ее ширину. Протяженность вдоль рифтовой долины 130 км. Далее на юг до $12^{\circ}45'$ с.ш. $(K/Ti)_n$ не изменяется, оставаясь в пределах 1,00–1,10. Отношения $(K/Ti)_n$ в стеклах ст. S15-22 позволяют наметить продолжение аномалии Буго на северо-запад до $14^{\circ}55'$ с.ш. По другую сторону от рифтовой долины стекла симметрично расположенных станций (S15-7, 39) имеют гораздо более низкие отношения $(K/Ti)_n$. Таким образом, аномалия Буго в северной части (там, где есть данные) расположена несимметрично относительно оси САХ. На карте изолиний содержания K_2O в базальтах и базальтовых стеклах (рис. 22) отчетливо выделяются две аномалии, пространственно совпадающие с Угловой аномалией и аномалией Буго. Последняя здесь очерчена более четко благодаря дополнительным станциям драгирования. Кроме того, подтверждается предположение об изменении простирания аномалии в северном направлении с меридионального на северо-западное. Аномалия изгибается на $14^{\circ}30'$ с.ш. Хотя абсолютные значения K_2O зависят не только от степени обогащенности мантийного источника, но и от степени фракционированности, а также характера вторичных изменений, но в данном случае определяющим является фактор степени обогащенности мантийного источника так как корреляция значений K_2O с отношениями $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Zr)_n$ почти 100%.

Для того чтобы установить величину частичного плавления и глубину формирования базальтовых расплавов, воспользуемся коэффициентами (Na_0 и Fe_0), предложенными Э.Клейн и Ч.Ленгмюром [141]. Это – содержания натрия и железа, которые имели бы базальтовые стекла при 8% MgO . Данный пересчет снимает эффект фракционной кристаллизации. Увеличение Na_0 обратно пропорционально величине частичного плавления, а увеличение Fe_0 – прямо пропорционально глубине магмогенерации. Трудно оценить возможность влияния на Fe_0 и Na_0 других факторов, включая процессы смешения. И, возможно, это основная причина большого разброса значений Fe_0 и Na_0 , наблюдаемых в пределах одной станции драгирования. Как видно из этих графиков (рис. 23, 24), величина частичного плавления и глубина генерации магмы ведут себя независимо. К югу от $16^{\circ}30'$ с.ш. и до разлома Зеленого Мыса величина частичного плавления увеличивается, а глубина магмообразования уменьшается. К югу от разлома Зеленого Мыса Угловой аномалии соответствует область развития малоглубинных базальтов с небольшой степенью частичного плавления. В пределах внутреннего углового поднятия степень частичного плавления возрастает, достигая здесь максимальных значений. Далее к югу глубинность образования базальтов резко возрастает, а затем с небольшими вариациями вновь уменьшается к центру аномалии Буго. Центральной части аномалии Буго соответствует область распространения базальтов с очень небольшой степенью частичного плавления. Далее глубинность и степень частичного плавления варьируют вплоть до северного интерсекта разлома Марафон. В пределах северного и южного интерсектов этого разлома и в рифтовом сегменте между разломами Марафон и Меркурий глубинность максимальная. Далее она плавно уменьшается в

сторону разлома Вима. В сторону рифтового сегмента между разломами Марафон и Меркурий степень частичного плавления базальтов повышается, а затем в сторону разлома Вима снова падает.

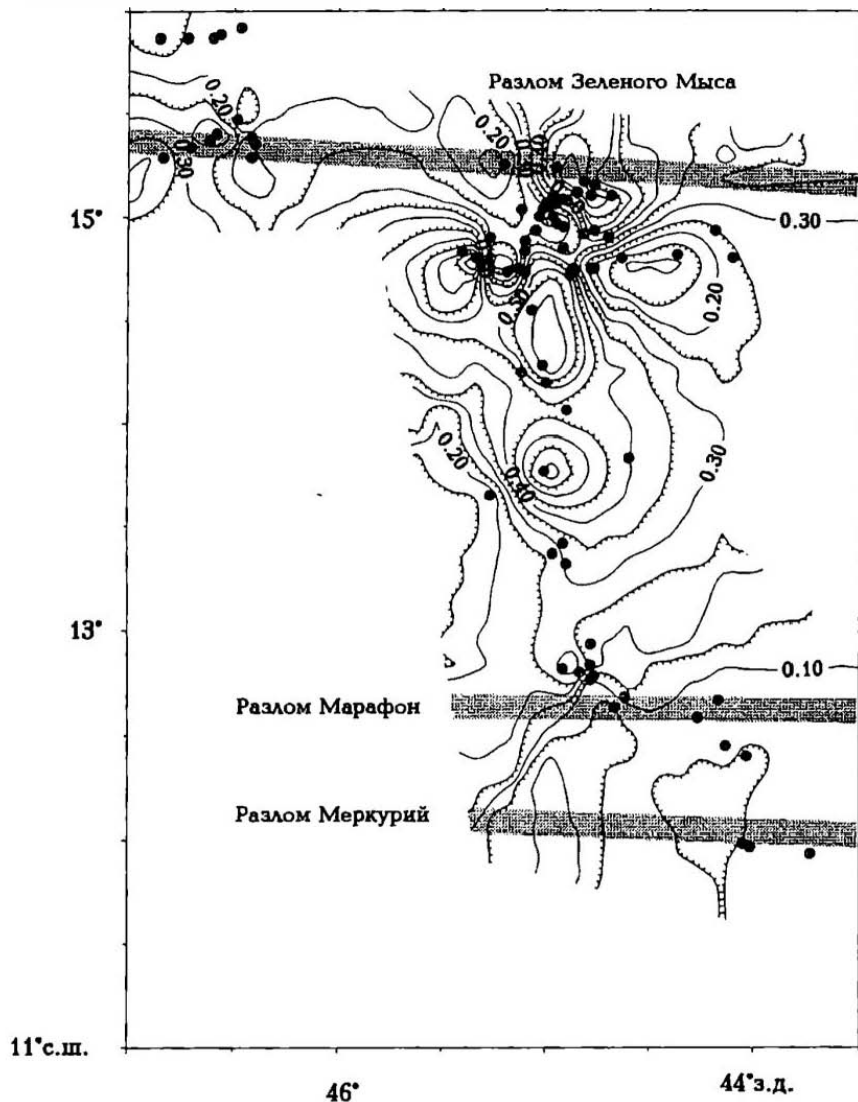


Рис.22. Карта распределения K_2O в базальтах сегмента САХ между 11° и 16° с.ш.

Fig. 22. Map of the distribution of K_2O in basalts from MAR segment between 11° and 16° N

Максимальная величина частичного плавления по данным базальтовых стеклов отмечается в районе внутреннего углового поднятия южного сегмента разлома Зеленого Мыса. Таким образом, здесь имеется пространственное совпадение наиболее деплетированных перидотитов (реститов от высокой степени час-

тичного плавления) и базальтов, полученных также при высокой степени частичного плавления. Важно отметить, что в целом для района разлома Зеленого Мыса имеется хорошее совпадение величин частичного плавления, полученных этими двумя независимыми методами. К югу от зоны разлома величина частичного плавления варьирует, оставаясь все же ниже, чем в разломной зоне.

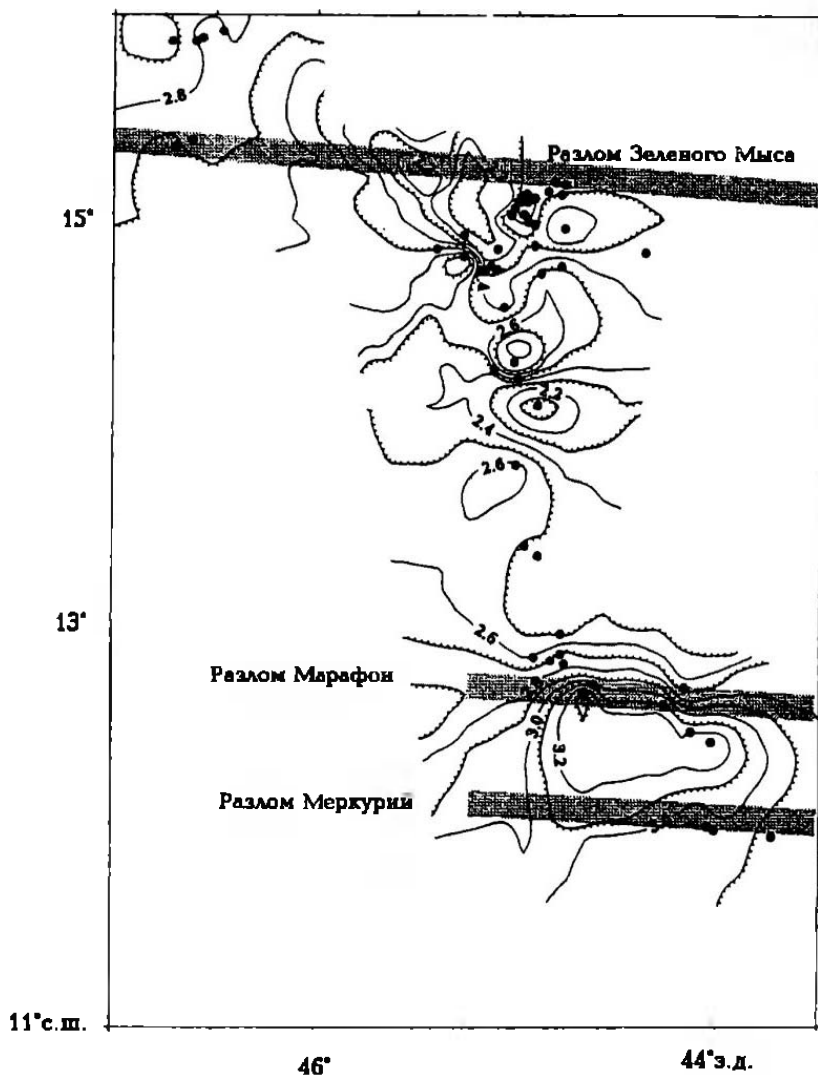


Рис.23. Карта распределения Na_K в базальтовых стеклах сегмента САХ между 11° и 16° с.ш.

Fig. 23. Map of the distribution of Na_K ratio in basalt glass from MAR segment between 11° and 16° N

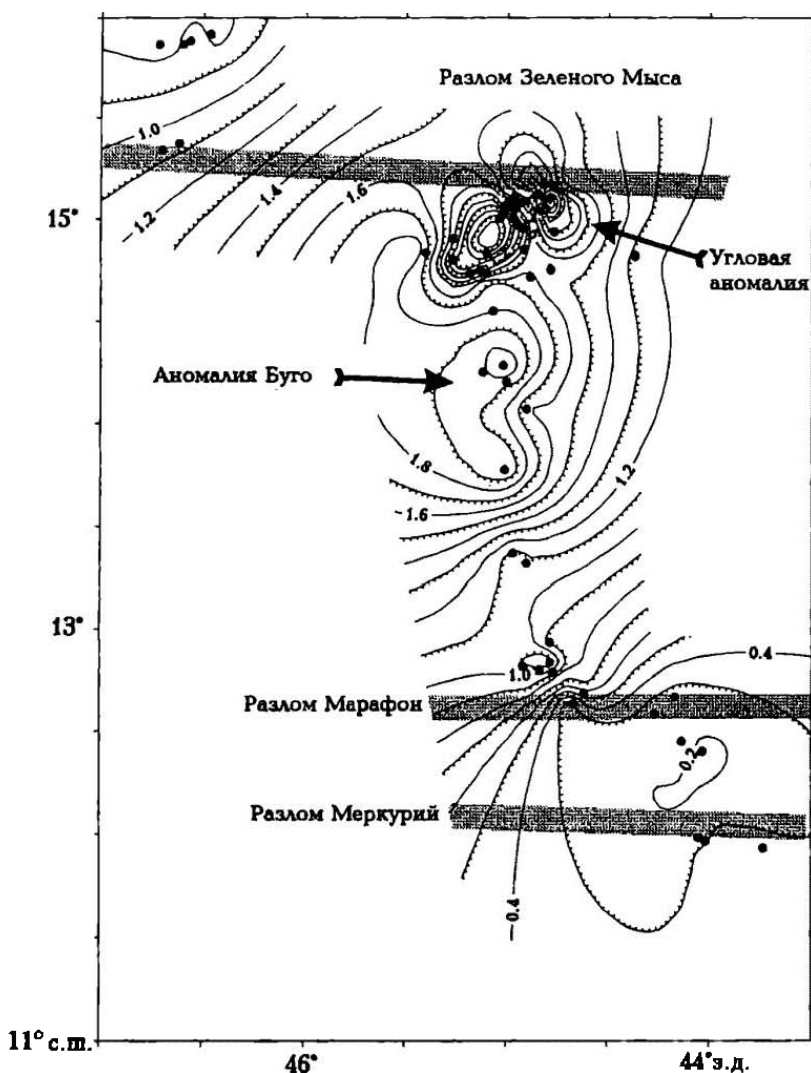


Рис.24. Карта распределения Fe_2 в базальтовых стеклах сегмента САХ между 11° и 16° с.ш.

Fig.24. Map of the distribution of Fe_2 ratio in basalt glass from MAR segment between 11° and 16° N

Анализ изотопии базальтов района разлома Зеленого Мыса [128] свидетельствует о том, что базальты аномалии Буго по соотношению изотопов Nd-Sr-Pb не сопоставляются ни с одним из типов базальтов, известных в пределах срединно-океанических хребтов. Близкие соотношения изотопов Nd-Sr наблюдаются в ряде горячих точек и молодых островных базальтов в Тихом океане с HIMU источником. Кроме того, в базальтах аномалии Буго имеется высокорациогенный He. Таким образом, источник базальтов аномалии Буго может быть пред-

ставлен в виде смеси из мантийного материала типа HIMU и типа Китового хребта. Изотопные данные свидетельствуют о том, что разломы не всегда являются резкими вещественными разделами между рифтовыми сегментами с различными мантийными источниками.

Разломы Марафон и Меркурий. В разломе Марафон в пределах северного углового поднятия преобладают промежуточные и обогащенные базальты с отношениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 1,1–1,5 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,7–1,9 (ст. S9-27, 28, 35, 51, 54, 56). В то же время здесь же на западном борту разлома на ст. S9-41 подняты и более обогащенные базальты, представленные правда только одним образцом с $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 1,9 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 3,4. В активной части разломов Марафон и Меркурий, а также в прилежащих частях рифтовых долин встречаются только однотипные N-MORB $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,2–0,7 $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,5–1,1. Этот же тип базальтов продолжается и далее к разлому Вима. Эти данные хорошо согласуются с составами стекол, степень обогащенности которых $(\text{K}/\text{Ti})_n$ сохраняется одинаковой (1,1) в пределах всего отрезка рифта САХ от $13^{\circ}20'$ до $13^{\circ}50'$ с.ш. Затем она резко падает до разлома Марафон и остается без изменений (0,2–0,21) вплоть до разлома Вима. Изменение степени частичного плавления и глубины образования базальтов были рассмотрены ранее.

Район разломов Архангельского–Долдрамс. Базальты рифтовых долин $40^{\circ}15'$ з.д. (ст. S6-30, 31) и 38° з.д. (ст. S6-54) представлены умеренно дифференцированными породами, с небольшими колебаниями других компонентов (TiO_2 1,43–1,8; Zr 85–144; Nb 1,2–2,8; K_2O 0,13–0,33) [72, 84]. Группу с более широким диапазоном FeO/MgO и широкими вариациями других элементов составляют базальты рифтовой долины $39^{\circ}30'$ з.д. (ст. S6-40). Базальты рифтовой долины $40^{\circ}15'$ з.д. заметно выделяются повышенными концентрациями TiO₂, Zr, Y. Все рифтовые базальты характеризуются очень низкими значениями индикаторных отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,12–0,29 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,55–0,7, характерными для N-MORB. Базальты нодальной впадины (ст. S6-56) схожи с базальтами рифта 38° з.д., вблизи которого они располагаются и характеризуются широкими вариациями степени фракционированности. Соответственно широко варьируют содержания: TiO₂ 1,1–2,01; K_2O 0,11–0,46; Zr 55–150; Nb 1,4–3,5; Cr 120–280. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,22–0,33; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 0,67–0,71 также соответствуют N-MORB.

Основная часть базальтов субмеридиональной депрессии в пассивной (западной) части разлома Архангельского (ст. S6-29) по ряду породообразующих окислов заметно отличается от рифтовых базальтов. Высокие концентрации Fe₂O₃ 12,9–14,3% и MgO 9,7–11% сближают их с пикрито-базальтами. Отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ не выходят за пределы колебаний рифтовых базальтов. Базальты внутреннего углового поднятия северного сегмента разлома Архангельского (ст. S6-32, 33) по составу аналогичны рифтовым.

Межразломный хребет (между разломами Архангельского и Долдрамс, ст. S6-25, 26, 46) сложен наряду с умеренно дифференцированными N-MORB высоко дифференцированными базальтами с FeO*/MgO 2–3,38 и выше. При этом наблюдается уменьшение содержаний SiO₂, TiO₂ и Zr. Появление таких базальтов, видимо, обусловлено более длительным фракционированием расплава в промежуточных камерах, что может реализоваться в условия сжатия. По величине отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ они не выходят за пределы N-MORB. В то же время среди них встречаются отдельные образцы, приближающиеся к T-MORB. В них $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ 0,46–0,5; $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,1

Базальты южного борта пассивной, западной части разлома Долдрамс (ст. S6-19) сильно изменены. В них широко развиты хлорит и альбит. По индикаторным отношениям $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ они соответствуют N-MORB. Существенно отличаются базальты еще более западной ст. S6-44. Для них характерны повы-

шенные отношения $(La/Sm)_n - 1,03$; $(Nb/Zr)_n$ до 0,45-0,6. Интересно, что в разломе Долдрамс на этой же станции (S6-44) подняты слабо деплетированные перидотиты, что прямо противоположно ассоциации обогащенных базальтов и сильно деплетированных перидотитов, наблюдаемой в пределах разлома Зеленого Мыса.

Базальты пассивной, восточной части разлома Долдрамс (ст. S6-48, 49, 59) отличаются очень пестрым составом. Большинство образуют протяженную дифференцированную серию. Вариации породообразующих элементов и элементов примесей не выходят за пределы колебаний составов рифтовых базальтов. Отношения $(Nb/Zr)_n$ и $(La/Sm)_n$ соответствуют N-MORB. В единичных базальтах $(Nb/Zr)_n$ отношения несколько выше (0,56-0,78).

В пределах горы Пейве (северный борт восточной части разлома Долдрамс, ст. S6-63) наряду с интрузивными породами подняты магнезиальные долериты. В них наблюдаются значительные вариации TiO_2 , MgO , и FeO , отражающие процессы интенсивной фракционной кристаллизации.

Таким образом, в районе разломов Архангельского и Долдрамс резко преобладают афировые и редко порфировые разности, которые встречены во всех изученных морфоструктурах. Они характеризуются малой и умеренной степенью дифференцированности: FeO/MgO изменяется от 0,85-1,9. Вариации содержаний окислов и отдельных элементов не выходят за пределы колебаний, обусловленных фракционной кристаллизацией оливина, основного плагиоклаза и шпинели в малоглубинных промежуточных камерах из толеитового расплава. Небольшие вариации индикаторных отношений $(Nb/Zr)_n$ 0,25-0,46 и $(La/Sm)_n$ 0,5-1,1, в базальтах указывают на однообразие мантийных источников и позволяют отнести их к толеитам N-MORB.

Базальтовые стекла были подняты в рифтовых сегментах $40^{\circ}15'$ з.д., $39^{\circ}30'$ з.д., и $38^{\circ}10'$ з.д., и в пределах одной станции (ст. S6-23) в активной части разлома Архангельского. Все они относятся к малоглубинному типу TOP-2. Существующая зависимость между MgO и другими элементами свидетельствует о том, что расплавы прошли малоглубинную дифференциацию [86]. Стекла характеризуются очень небольшими вариациями состава мантийного источника, степени частичного плавления и глубины формирования. Это отражает относительно стабильные условия выплавления и дифференциации магм в рассматриваемом районе. Исключение составляют стекла ст. S6-29, расположенной в 35 км к западу от оси рифтового сегмента $40^{\circ}15'$ з.д. Они характеризуются существенно большей глубиной и меньшей степенью частичного плавления. В них также несколько повышенные отношения $(K/Ti)_n$ (0,4) по сравнению с современными рифтовыми базальтами этого же сегмента САХ (0,2-0,3).

Район разломов Страхова-Сан-Паулу. Приводимые сведения о базальтах данного района основаны на работе Н.М.Сушевой с соавторами [88, 89]. Тренд стекол ст. S7-6, расположенной на восточном фланге САХ южнее разлома Страхова (в районе 3° с.ш.), отличается повышенным содержанием CaO и пониженным - Na_2O , TiO_2 . Эти расплавы относятся к типу TOP-1 и выплавлялись на больших глубинах (30-60 км) при высокой степени частичного плавления (рис. 25).

Другая группа стекол из восточной части разлома Сан-Паулу (ст. S7-21) отличается повышенным Na_2O 3,2% при MgO 7%. Их мантийный источник, очевидно, был обогащен Na_2O , а сами расплавы образовались при очень низкой степени частичного плавления на сравнительно большой глубине. В дальнейшем в них произошло фракционирование преимущественно Ol и Srx . Все остальные стекла данного района относятся к типу TOP-2, широко распространенному в Атлантике.

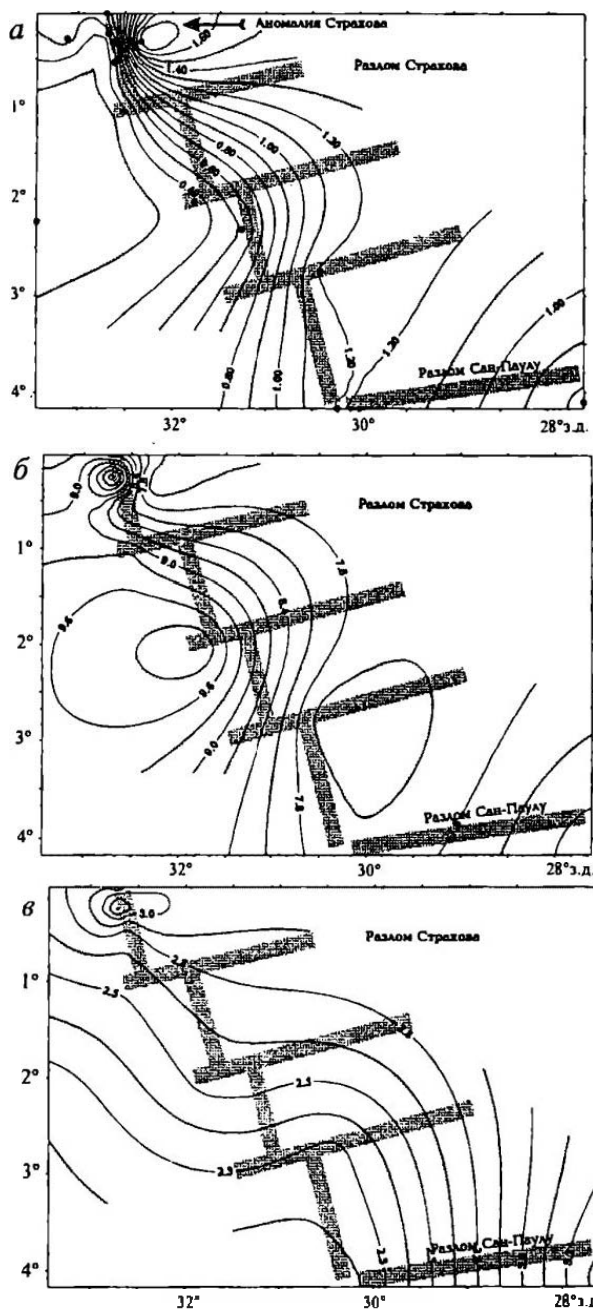


Рис.25. Карты распределения $(K/Ti)_n$ (а), Fe_n (б) и Na_n (в) в базальтовых стеклах сегмента САХ между 1° и 5° с.ш.

Fig.25. Map of the distribution of $(K/Ti)_n$, Fe_n and Na_n ratios in basalt glass from MAR segment between 1° and 5° N. Maps: а) $(K/Ti)_n$; б) Fe_n ; в) Na_n

Щелочные базальты находятся в пределах восточного фланга сегмента 1-3° с.ш. в пассивных частях разломов Страхова (ст. S7-34) и Сан-Паулу (ст. S7-24, 58)

В сегменте САХ между разломами 2°30' с.ш. и Сан-Паулу распространены базальты, образованные из обогащенного источника. Степень обогащенности ослабевает к северу и к югу. В пределах южного блока, ограниченного разломами 2°30'–4° с.ш. на флангах САХ развиты деплетированные толеиты (ст. S7-5, 6). В молодых базальтах региона (ст. S7-7) наблюдается незначительное увеличение содержаний ЛРЗЭ и K_2O в расплавах. Далее к северу от разлома Страхов в пределах рифта САХ подняты сильно обогащенные базальты с высокими отношениями $(K/Ti)_n$ 1,7–1,9 (ст. S11–54). Как видно из параметров Fe_2 и Na_2 , для них характерна очень низкая степень частичного плавления и большая глубина выплавления. Таким образом, этот сегмент САХ с центром 4°40' с.ш. 32°20' з.д. (аномалия Страхова) по степени обогащения сравним с геохимической аномалией Буго района разлома Зеленого Мыса.

Район разломов Романш–Чейн. Базальтовые стекла и базальты зоны Романш могут быть разделены на несколько групп, отличающихся по содержанию главных компонентов. Широкая дисперсия составов, в первую очередь по содержанию Na, K, P, Si, Fe и отсутствие корреляционных зависимостей между Fe–Mg, K–Mg для всей совокупности стекол свидетельствуют прежде всего о различиях в составах первичных расплавов. Исходные расплавы большинства стекол существенно обогащены Na, P, K. Существует, по крайней мере, три группы составов стекол, образующих параллельные тренды дифференциации: это наиболее низко-Na; высоко-Na, высоко-Si и низко-Fe; низко-Si щелочные [88]. Первые стекла щелочного состава были драгированы в пределах САХ вблизи зоны Романш в 13-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов". В выборке составов стекол они составляют собственную группу, хотя дисперсия составов внутри нее большая.

Картина магматизма разлома Романш весьма сложная. В его пределах в центральной части обнаружены расплавы низких степеней плавления (высоко-Na, Si, K). Стекла этого типа драгированы с северного борта разлома Романш. Восточный интересит разлома имеет сложное тектоническое строение, о чем уже говорилось ранее. Здесь стекла наиболее кремнистого Na-типа (содержание SiO_2 до 54%) распространены в наиболее приближенном к разлому блоке (ст. S16-69, 70). Центральная часть, отделенная поперечной депрессией (разломом), также отличается широким распространением расплавов Na-типа. Они складываются как западный и восточный борты САХ (ст. S13-11 – 14), так и фланги хребта (ст. S16-28 – S16-46). В пределах рифтовой долины с подножия восточного склона хребта в небольшом количестве были подняты базальты, относящиеся к типу TOP-2 (ст. S13-11, 12), которые более распространены южнее центрального сегмента (ст. S16-29, 39). В то же время среди стекол ст. S16-29 присутствуют стекла, по составу относящиеся к Na-типу [88].

Расплавы щелочного состава были отмечены на ст. S13-11 и S13-12. Можно отметить, что расплавы щелочного типа, появляющиеся в спрединговой зоне, сопутствовали излиянию Na и TOP-2 расплавов. Это свидетельствует о слабом проявлении процессов смешения расплавов различного генезиса и дискретности проявления процессов магнообразования. Составы щелочных базальтов ст. S13-12 близки к базальту, драгированному со склона о-ва Сан-Паулу. В целом, в пределах структур САХ расплавы различных типов (TOP-1, TOP-2, TOP-Na) могут быть как обогащенными, так и обедненными, что отражает отсутствие прямой зависимости между составом мантийного источника и условиями

генерации магм (глубиной и степенью частичного плавления мантийного материала).

Из трех рифтовых сегментов к югу от разлома Романш максимально обогащенные стекла с отношениями $(K/Ti)_n$ 1,2–2,2 характерны только для южной части центрального сегмента (рис. 26). Причем в пределах современной рифтовой долины и ее бортов степень обогащения базальтов ниже, чем в структурах, удаленных на большее расстояние от оси рифта, что выражается в сложной подковообразной форме этой аномалии. Кроме того, здесь наблюдается пространственная корреляция между степенью обогащения и глубиной выплавки, а также степенью частичного плавления. Вероятно, современные рифтовые базальты этого сегмента образовались на меньшей глубине и при большей степени частичного плавления.

К северу от него, в зоне сочленения САХ с разломом, и южнее центрального сегмента $(K/Ti)_n$ отношение уменьшается до фоновых для этого района значений 0,5–0,8. Анализ пространственного распределения $(Nb/Zr)_n$ отношений в базальтах в целом соответствует поведению $(K/Ti)_n$ в стеклах. В то же время имеются и некоторые отличия в форме аномалии, главное из которых связано с тем, что в рифтовой долине центрального сегмента Ж-Г. Шиллингом подняты сильно обогащенные базальты с $(Nb/Zr)_n$ отношением 1,7–1,9 [171], станция RC28-06-7D). В соседней станции S13–12 (в 5 км к востоку, на склоне рифтовой долины) $(Nb/Zr)_n$ отношения существенно ниже (0,6–1,2). К сожалению, составы стекол в этой работе не приводятся, что не позволяет уточнить форму аномалии по $(K/Ti)_n$ данным. Таким образом, в зоне восточного сочленения САХ с разломом Романш одновременно на поверхность проникли наряду с толеитовыми также расплавы щелочного генезиса, образованные на больших глубинах и при меньших степенях плавления. В целом продуцирующая мантия в этом районе была существенно обогащена K_2O и другими литофильными элементами.

Базальты, встреченные в центральной части разлома Романш (в районе $20^{\circ}30'$ з.д.), также характеризуются высокими отношениями $((K/Ti)_n$ (0,9–2,6) в отличие от западной части, где развиты базальты от слабо деплетированных до слабо обогащенных. Кроме того, в них самые высокие значения Fe_в и низкие Na_в, что свидетельствует о большой глубине и низкой степени частичного плавления.

В общем случае как для базальтов Сан-Паулу, так и для Романша вариации степени обогащения по редкоземельным элементам близки. Для тех и других уровень La/Се-отношений лежит в интервале от 0,4 для деплетированных до 0,6 для обогащенных (вплоть до щелочных) магм. Между крайними значениями существует непрерывный ряд с промежуточными отношениями [88].

Расплавы Na-типа распространяются от Романша до восточной части разлома Сан-Паулу, постепенно замещаясь толеитами нормального типа, но локально встречаются и севернее (4° с.ш.) в пределах приэкваториальной зоны. В то же время магматизм отдельных областей зон разломов крайне неоднороден - от обогащенного толеитового в западном сочленении разлома Сан-Паулу с САХ до слабо обогащенного натрием в восточной части зоны их пересечения. Скорее всего, это отражает крайне нестабильные условия процессов магмообразования при формировании океанической коры этой области.

С учетом того, что приэкваториальные разломы Атлантики являются разломами, существование которых уже отмечалось на ранних этапах раскрытия экваториальной области, можно полагать, что на ранних этапах раскрытия могла существовать унаследованность этого региона не только в тектонике, но и в магматизме. Частично это могло отражаться прежде всего в щелочном магматизме, формирование которого сопровождало раскрытия Центральной Атлантики [88].

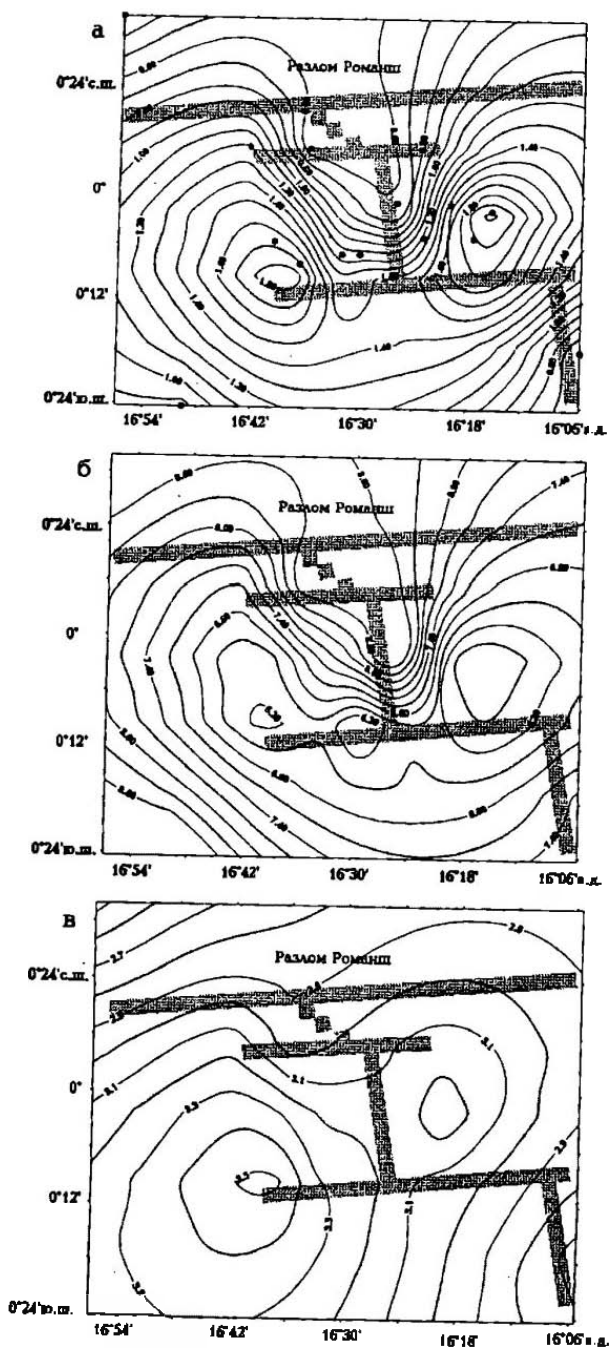


Рис.26. Карты распределения $(K/Ti)_н$ (а), $Fe_н$ (б) и $Na_н$ (в) в базальтовых стеклах сегмента САХ между 0°24' ю.ш. и 0°18' с.ш.

Fig.26. Map of the distribution of $(K/Ti)_н$, $Fe_н$ and $Na_н$ ratios in basalt glass from MAR segment between 0°24' S and 0°18' N. Maps: а) $(K/Ti)_н$; б) $Fe_н$; в) $Na_н$

В районе восточного интерсекта разлома Чейн развиты преимущественно N-MORB и соответствующие им стекла с $(K/Ti)_n$ отношениями 0,2–0,5, кристаллизовавшиеся из расплавов типа TOP-2. Стекла ст. S13-21 имеют обогащенный состав ($(K/Ti)_n$ 0,8–0,9), что, видимо, связано с примесью материала из обогащенных источников, типичных для района разлома Романш. Для них характерна более низкая степень и меньшая глубина частичного плавления, чем для соседних сегментов САХ [87].

Общие замечания

Причина существования крупных неоднородностей, видимо, кроется в особенностях исходного планетарного распределения вещества и термодинамических условий его преобразования. При этом трансформные разломы выступают как структуры, позволяющие благодаря особенностям своей тектоники изучать на поверхности дна океана породы, отвечающие тем или иным мантийным неоднородностям.

Примерами неоднородностей меньшего размера (первые десятки километров) могут служить районы северного интерсекта разлома Чейн и южного интерсекта разлома Романш. Они могли возникнуть так же, как и крупные неоднородности, но, возможно, имеют и другую природу, будучи, как и мелкие неоднородности (в первые километры и мельче), связанными с циклическим (?) изменением условий магмогенерации в мантии. Имеется еще одно интересное наблюдение, которое, однако, требует дополнительных исследований. Оно заключается в том, что перидотиты, поднятые в пассивных частях разломов на значительном удалении от районов интерсектов (> 50 км), являются очень слабо деплетированными (разлом Зеленого Мыса, Долдрамс). Вполне возможно, что в современном Срединно-Атлантическом хребте повсеместно выводится на поверхность совсем иная мантия, чем это было несколько десятков миллионов лет назад. А реликты последней наряду с "неспрединговыми" блоками другого состава встречаются в виде разрозненных блоков в различных частях трансформных разломов.

Выводы

1. Приведенные данные свидетельствуют, что севернее разлома Зеленого Мыса существует область распространения обедненных N-MORB. К югу от разлома в пределах южного интерсекта лежит область развития обогащенных базальтов (Угловая аномалия), образованных при высокой степени частичного плавления мантийного материала. Их распространение совпадает с выходами на поверхность дна сильно деплетированных перидотитов, что не является случайным и может быть объяснено в рамках гипотезы, предложенной Э.Бонатти [109], предполагающей существование в этом районе метасоматизированной, обогащенной H_2O и легкими редкоземельными элементами, мантии. Повышение содержания H_2O резко понижает температуру частичного плавления перидотитов, что приводит к увеличению (по сравнению с обычной) степени частичного плавления одновременно с выплавками обогащенных базальтов. Угловая аномалия смещена к востоку относительно оси рифта САХ, а аномалия Буго, наоборот, прослеживается в западном направлении, что позволяет говорить об асимметрии спрединга.

2. Южнее 13° с.ш. вплоть до района разлома Страхова встречаются практически только N-MORB с небольшими вариациями составов их мантийных источников, степени частичного плавления и глубины формирования. В районе разлома Страхова имеется аномалия обогащенных базальтов, сравнимая с аномалией Буго.

3. Зона разлома Романш построена исключительно сложно и характеризуется сочетанием базальтов, полученных из различных мантийных источников и при разных условиях генерации расплавов. В целом мантия в зоне разлома Романш относительно холодная, о чем свидетельствует как широкое нахождение здесь слабо деплетированных и импрегнированных базальтовыми расплавами гипербазитов, так и генерация базальтовых расплавов на меньших глубинах по сравнению с другими районами САХ.

4. Переходы между разнотипными по составу мантийными провинциями постепенные. Причем чем больше размер неоднородностей, тем шире зоны перехода. Разломы, находящиеся в зоне перехода, не изменяют эту закономерность, хотя во многих случаях их можно считать границами неоднородностей.

5. Установленные размеры мантийных неоднородностей, выраженные в особенностях составов перидотитов и базальтов, варьируют от первых километров до сотен километров. Какой-либо закономерности в их пространственном распространении не наблюдается. Для наиболее крупных неоднородностей Центральной Атлантики, таких как аномалия Буго, характерна хорошая корреляция всех петро-геохимических и изотопных данных. Мелкие неоднородности, выделяемые на основе анализа различных петро-геохимических параметров, часто пространственно не совпадают, что, видимо, свидетельствует о локальности и случайном проявлении процессов, ответственных за их образование. В то же время степень неоднородности может служить отличительной особенностью того или иного района и указывать на особенности его геодинамики. В общем виде геодинамические следствия из анализа неоднородностей были рассмотрены раньше [69].

Таблица 2

Table 2

Координаты станций драгирования
Coordinates of the dredge stations.

№ станций	Координаты		Интервал глубин, м
	с.ш.; ю.ш.	з.д.	
S1605	0°46,5' с.ш.	20°36,2' з.д.	4800–5200
S1608	0 35,0	19 45,7	4700–4800
S1611	0 35,1	19 36,4	3880–3980
S1617	0 02,5	17 16,0	4400–4600
S1619	0 11,2	17 07,0	3100–3200
S1620	0 09,2	16 57,5	4000–4200
S1642	0 03,2 ю.ш.	16 56,4 з.д.	4500–4900
S1644	0 05,4	16 42,6	3800–3800
S1665	0 03,7	16 46,8	4000–3980
S1667	0 02,2	16 35,2	3200–3350
S1668	0 05,7	16 31,2	3300–3300
S1670	0 05,5	16 41,0	3500–3550
S1675	0 00,9 с.ш.	19 38,9 з.д.	3690–3690

Таблица 3

Table 3

Представительные анализы орто- и клинопироксенов перидотитов восточной части разлома Романш
Representative analyses of orthopyroxene and clinopyroxene from peridotites of the eastern part of Romanche fracture zone

Компонент	Ортопироксены								
	S1605/5	S1608/16	S1611/3	S1617/21	S1617/24	S1619/11	S1620/6	S1642/5	S1642/7
SiO ₂	55,94	56,06	55,67	56,56	54,72	56,77	55,30	55,39	56,04
TiO ₂	0,01	0,06	0,24	0,16	0,15	0,25	0,11	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	3,32	2,69	2,76	2,47	2,74	2,29	3,40	3,57	2,81
Cr ₂ O ₃	0,81	0,90	0,79	0,80	3,48	0,72	0,78	0,73	0,66
FeO	5,61	5,67	6,22	6,06	5,83	6,53	6,04	5,41	5,51
MnO	0,12	0,13	0,15	0,14	0,77	0,12	0,19	0,12	0,12
MgO	33,54	32,70	33,24	33,48	31,17	32,87	32,54	32,67	33,43
CaO	1,00	1,24	0,71	1,68	2,02	1,19	0,87	0,66	0,64
Na ₂ O	0,08	0,02	0,06	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,00
Сумма	100,40	99,45	99,82	101,39	100,92	100,78	99,23	98,60	99,34
Si	1,922	1,945	1,020	1,933	1,899	1,950	1,925	1,932	1,942
Ti	0,001	0,002	0,006	0,004	0,004	0,007	0,003	0,002	0,001
Al	0,135	0,110	0,113	0,100	0,112	0,093	0,140	0,147	0,115
Cr	0,022	0,025	0,022	0,022	0,097	0,020	0,022	0,020	0,018
Fe	0,161	0,165	0,180	0,173	0,169	0,188	0,176	0,158	0,162
Mn	0,003	0,004	0,005	0,004	0,022	0,004	0,006	0,004	0,004
Mg	1,718	1,691	1,717	1,705	1,613	1,683	1,689	1,698	1,726
Ca	0,037	0,046	0,027	0,061	0,075	0,044	0,032	0,025	0,024
Na	0,005	0,001	0,004	0,003	0,004	0,003	0,002	0,001	0,000
Сумма	4,003	3,987	4,000	4,004	3,994	3,989	3,992	3,985	3,991
Mg#	91,43	91,14	90,51	90,79	90,52	89,98	90,59	91,51	91,40
Wo	1,94	2,41	1,38	3,15	4,00	2,28	1,69	1,31	1,26
En	89,67	88,94	89,27	87,93	86,89	87,93	89,06	90,32	90,26
Fs	8,41	8,65	9,37	8,92	9,11	9,80	9,26	8,38	8,49

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Камебакс" в ЦНИГРИ. Аналитик М.В. Шавырина

Таблица 3 (продолжение)

Table 3

Ортопироксены									Клинопироксены	
S1644/3	S1644/8	S1665/6	S1665/9	S1667/4	S1668/7	S1668/8	S1670/2	S1675/9	S1605/5	S1608/16
55,64	54,67	55,04	55,88	55,73	56,29	56,20	54,62	55,66	52,54	52,47
0,15	0,08	0,07	0,12	0,11	0,01	0,03	0,03	0,07	0,08	0,11
4,52	4,74	3,78	4,67	3,23	3,01	3,04	4,26	4,30	4,40	3,43
0,42	0,45	0,82	0,45	1,02	1,01	0,66	0,68	0,88	1,45	1,54
6,51	6,42	6,36	6,28	5,82	5,49	6,09	5,32	6,39	2,44	2,41
0,10	0,18	0,13	0,19	0,10	0,18	0,13	0,12	0,09	0,07	0,13
32,80	32,67	32,81	32,66	33,22	33,84	33,62	32,95	31,96	16,41	16,77
1,08	0,91	0,75	1,02	1,12	0,82	0,68	1,09	1,44	22,22	22,59
0,04	0,06	0,05	0,06	0,06	0,03	0,01	0,11	0,02	0,66	0,42
101,23	100,14	99,79	101,30	100,39	100,68	100,47	99,15	100,79	100,25	99,85
1,901	1,890	1,909	1,906	1,920	1,928	1,931	1,900	1,912	1,903	1,912
0,004	0,002	0,002	0,003	0,003	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003
0,182	0,194	0,155	0,188	0,131	0,121	0,123	0,175	0,174	0,188	0,147
0,011	0,012	0,023	0,12	0,028	0,027	0,018	0,019	0,024	0,042	0,044
0,186	0,186	0,185	0,179	0,168	0,157	0,175	0,155	0,184	0,074	0,074
0,003	0,005	0,004	0,006	0,003	0,005	0,004	0,004	0,003	0,002	0,004
1,671	1,683	1,696	1,660	1,705	1,727	1,722	1,708	1,637	0,886	0,911
0,040	0,034	0,028	0,038	0,042	0,030	0,025	0,041	0,053	0,862	0,881
0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,002	0,001	0,007	0,001	0,047	0,030
3,999	4,007	4,003	3,494	4,001	3,997	3,999	4,007	3,988	4,004	4,005
89,98	90,07	90,19	90,27	91,06	91,67	90,77	91,71	89,93	92,29	92,53
2,08	1,76	1,47	2,00	2,17	1,57	1,32	2,13	2,84	47,33	47,22
88,11	88,48	88,87	88,47	89,08	90,23	89,57	89,76	87,38	48,62	48,81
9,81	9,76	9,69	9,54	8,76	8,20	9,11	8,12	9,79	4,07	3,94

Таблица 3 (окончание)
Table 3

Клинопироксены									
S1611/3	S1617/21	S1619/11	S1620/6	S1644/8	S16665/6	S1665/9	S1667/4	S1670/2	S1675/9
53,90	52,36	52,67	51,27	50,64	51,72	51,96	52,25	52,90	51,42
0,59	0,43	0,56	0,27	0,43	0,38	0,42	0,32	0,09	0,10
2,46	3,41	3,43	5,37	7,00	6,80	6,82	3,56	5,57	5,34
1,01	1,34	1,20	1,77	0,93	1,00	0,46	1,49	1,44	1,42
2,14	2,25	3,34	2,79	2,83	2,85	3,01	2,57	2,44	2,61
0,06	0,00	0,10	0,15	0,07	0,09	0,08	0,10	0,06	0,13
17,44	16,95	17,64	15,95	15,08	15,83	15,36	16,76	16,72	16,09
22,63	23,03	20,65	22,16	21,35	20,26	21,31	22,84	20,37	22,26
0,39	0,39	0,33	0,29	0,97	0,95	1,23	0,47	1,25	0,07
100,63	100,16	99,91	99,99	99,29	99,88	100,63	100,37	100,83	99,42
1,940	1,902	1,912	1,867	1,851	1,871	1,871	1,898	1,895	1,878
0,016	0,012	0,016	0,007	0,012	0,010	0,012	0,009	0,002	0,003
0,105	0,146	0,147	0,231	0,302	0,290	0,290	0,153	0,235	0,230
0,029	0,038	0,035	0,051	0,027	0,029	0,013	0,043	0,041	0,041
0,064	0,068	0,102	0,085	0,086	0,087	0,091	0,078	0,073	0,080
0,002	0,000	0,003	0,005	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,004
0,935	0,918	0,954	0,866	0,822	0,853	0,824	0,907	0,893	0,876
0,873	0,896	0,803	0,864	0,836	0,785	0,822	0,889	0,782	0,871
0,028	0,027	0,023	0,020	0,069	0,067	0,086	0,033	0,087	0,005
3,991	4,007	3,994	3,995	4,007	3,993	4,010	4,013	4,007	3,987
93,59	93,10	90,42	91,10	90,50	90,80	90,06	92,05	92,44	91,69
46,62	47,61	43,22	47,66	47,93	45,52	47,33	47,42	44,74	47,67
49,96	48,78	51,33	47,67	47,12	49,47	47,44	48,40	51,09	47,98
3,42	3,61	5,47	4,68	4,95	5,01	5,24	4,18	4,18	4,36

Таблица 4
Table 4

Представительные анализы оливинов перидотитов восточной части разлома
Романш
Representative analyses of olivine from peridotites of the eastern part of Romanche
fracture zone

Компонент	S1642/5	S1642/7	S1665/9	S1668/7	S1670/2
SiO ₂	40,54	40,86	40,84	41,06	40,74
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
FeO	8,19	8,64	9,92	7,97	8,13
MnO	0,09	0,19	0,19	0,20	0,13
MgO	49,79	49,71	48,95	50,03	49,88
CaO	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04
NiO	0,43	0,27	0,35	0,43	0,44
Сумма	99,05	99,67	100,28	99,71	99,39
Si	0,998	1,000	1,000	1,002	0,999
Fe	0,169	0,177	0,203	0,163	0,167
Mn	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003
Mg	1,826	1,814,	1,786	1,821	1,823
Ca	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Ni	0,008	0,005	0,007	0,009	0,009
Сумма	3,003	3,000	3,000	2,998	3,001
<i>Fo</i>	91,55	91,11	89,79	91,81	91,63

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Камебакс" в
ЦНИГРИ. Аналитик М.В. Шавырина

Таблица 5
Table 5

Представительные анализы хромшпинелидов перидотитов восточной части разлома Романш
Representative analyses of olivine from peridotites of the eastern part of Romanche fracture zone

Компонент	S1605/5	S1608/16	S1611/3	S1617/21	S1617/24	S1619/11	S1620/6	S1642/5	S1642/7
TiO ₂	0,05	0,12	0,93	0,72	0,41	0,89	0,24	0,01	0,05
Al ₂ O ₃	40,93	27,67	24,93	24,33	26,77	24,49	35,26	33,45	38,80
Cr ₂ O ₃	27,66	40,31	42,23	41,37	39,60	37,19	31,40	32,42	28,49
FeO	14,40	17,09	17,80	21,12	19,18	25,55	16,95	17,76	16,64
MnO	0,21	0,25	0,25	0,32	0,24	0,20	0,25	0,19	0,19
MgO	17,66	14,89	13,83	13,33	15,18	11,72	16,16	15,06	16,65
Сумма	100,90	100,32	99,96	101,17	101,36	100,04	100,24	98,88	100,80
Ti	0,01	0,022	0,171	0,132	0,073	0,168	0,041	0,002	0,009
Al	10,74	7,813	7,161	7,007	7,547	7,230	9,610	9,326	10,354
Cr	4,867	7,634	8,144	7,994	7,491	7,366	5,740	6,089	5,100
Fe ³⁺	0,381	0,511	0,355	0,737	0,817	1,068	0,569	0,581	0,530
Fe ²⁺	2,300	2,912	3,275	3,581	3,021	4,248	2,708	2,942	2,621
Mn	0,040	0,051	0,052	0,065	0,048	0,042	0,048	0,037	0,036
Mg	5,859	5,315	5,022	4,854	5,414	4,376	5,568	5,315	5,617
Сумма	24,190	24,255	24,177	24,368	24,409	24,534	24,284	24,291	24,265
Cr#	31,19	49,43	53,19	53,29	49,81	50,47	37,40	39,51	33,00
Mg#	71,82	64,61	60,51	57,54	64,19	50,53	67,28	64,37	68,19

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Камебакс" в ШНИГРИ. Аналитик М.В. Шавырина

Таблица 5 (окончание)
Table 5

S1644/3	S1644/8	S1665/6	S1665/9	S1667/4	S1668/7	S1668/8	S1670/2	S1675/9
0,08	0,09	0,07	0,08	0,49	0,08	0,08	0,03	0,04
55,57	55,73	54,26	56,66	23,38	33,53	37,89	45,33	44,39
11,47	11,92	13,16	10,80	43,27	34,28	29,16	22,49	23,18
13,02	11,36	11,71	11,30	20,53	17,00	16,78	12,74	14,05
0,17	0,14	0,06	0,10	0,28	0,25	0,15	0,13	0,16
19,77	19,68	20,05	20,55	12,65	15,00	16,34	18,94	18,15
100,09	98,91	99,31	99,49	100,59	100,13	100,35	99,65	99,95
0,013	0,014	0,011	0,013	0,091	0,014	0,013	0,003	0,006
13,744	13,852	13,520	13,944	6,794	9,244	10,194	11,724	11,549
1,905	1,987	2,200	1,783	8,453	6,338	5,269	3,901	4,047
0,325	0,134	0,258	0,248	0,572	0,391	0,512	0,369	0,394
1,961	1,870	1,812	1,726	3,677	2,934	2,694	1,969	2,200
0,030	0,024	0,011	0,017	0,058	0,049	0,028	0,025	0,030
6,185	6,186	6,318	6,396	4,643	5,228	5,548	6,194	5,973
24,164	24,066	24,130	24,125	24,286	24,196	24,257	24,185	24,197
12,18	12,54	14,00	11,34	55,44	40,68	34,08	24,97	25,95
75,93	76,79	77,72	78,75	55,80	64,06	67,31	75,88	73,09

Глава 4. Деформации океанической коры и верхов мантии

Деформации океанической литосферы Атлантики особенно ярко проявлены в ее северной приэкваториальной области, где Срединно-Атлантический хребет рассечен большим количеством поперечных разломов, определяющих облик этой сложнейшей тектонической зоны. В широкой полосе от экватора до 15° с.ш., где были сосредоточены наши исследования, представлены практически все разновидности разломных структур: от разлома-гиганта Романш, простирающегося от континента до континента и смещающего ось САХ на 950 км, и крупных, таких как разломы Вима, Зеленого Мыса, Долдрамс, Архангельского, где длина межрифтовых отрезков составляет соответственно 320, 195, 175 и 120 км, до разломов, где смещение не превышает несколько десятков километров (Меркурий и др.).

Все эти структуры, независимо от длины межрифтовых отрезков, так же как и заключенные между ними пространства, являются ареной проявления различных деформаций океанической коры и верхов мантии, реализовавшихся в обстановках как растяжения, так и сжатия.

Согласно канонам тектоники литосферных плит, последние должны быть жесткими и внутри не деформированными. Этот постулат, а равно чрезмерно упрощенная рисовка линейных магнитных аномалий по всему Мировому океану, практически не оставляют места для внутриплитных деформаций [34].

В то же время примеров деформаций глубинных и близповерхностных масс в литосфере Атлантического океана, в том числе их тектонического скупивания, в Атлантике, как и в других океанах, накопилось достаточно много. Специально на этой проблеме (имея в виду Атлантический океан) еще в 1975 г. останавливался А.В.Пейве [59, с.9], указывавший, что "процессы сжатия и скупивания океанической коры современных океанов в моделях новой глобальной тектоники исключаются, хотя в действительности океаническая кора, как и кора континентальная, формируется в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения и что, таким образом, разнотипные деформации, в том числе и складчатые, должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют довольно длительное время". Существование тектонических покровов и разновыровненных горизонтальных поверхностей срывов в океанической коре обосновывалось Н.А.Богдановым [18]. Принципиально важной работой, давшей толчок для разработки идей тектонического скупивания и расслоенности океанической коры, стала статья Ю.М.Пушаровского с соавторами о глубинном строении САХ в Южной Атлантике, где внутри 3-го геофизического слоя была установлена система протяженных надвигов [67].

Еще в конце 70-х гг. в Геологическом институте РАН получили развитие представления о тектонической расслоенности литосферы, ставшие вскоре крупной и широко признанной тектонической концепцией. Под тектонической расслоенностью понимается "результат дифференцированного по скорости субгоризонтального движения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, которое сопровождается срывом литопластин либо дифференцированным течением этих масс с образованием тектонических ансамблей скупивания в одних местах и деструктивными процессами в других" [68, с.6]. Тектонически расслоенное строение континентальных образований надежно установлено геофизическими методами в глубинных частях Земли, а в верхних частях оно доступно непосредственному геологическому изучению.

Начиная с 1986 г. Геологический институт РАН проводит систематическое изучение тектонической расслоенности современной океанической коры. Вскоре надвиговые структуры были установлены во втором слое океанической коры, что имело принципиальное значение для развития общей концепции [79]. Работы проводились в Центральной Атлантике в рамках проекта "Литос" и пришедшего ему на смену в 1990 г. проекта "Глубинные геосферы". Результаты их и лежат в основе дальнейшего изложения. Вместе с тем рассматриваются материалы и по ряду других областей океана, что необходимо для более глубокой проработки проблемы.

Деформации твердой коры

Первые же целенаправленные геологические работы в зонах трансформных разломов Атлантического океана показали, что в их пределах вскрываются все разновидности пород океанической коры и верхов мантии – базальты, долериты, габбро, ультрабазиты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, различные осадочные и тектонические брекчии. В результате драгирования бортов разломных долин была установлена резкая асимметрия в распределении различных типов пород. При этом ультрабазиты встречались на всех глубинах и неоднократно чередовались с базальтами и габбро [113]. Появление серпентинитов в разрезах трансверсивных хребтов, обрамляющих разломные долины, абсолютное большинство исследователей традиционно связывает с внедрением серпентинитовых протрузий по субвертикальным разломам и трещинам.

Детальные геолого-геофизические исследования *разлома Зеленого Мыса* позволили нам выдвинуть альтернативную гипотезу: фрагменты дунит-гарцбургитового, полосчатого и долерит-базальтового комплексов в пределах трансверсивных хребтов слагают пакет тектонических пластин, формирование которого обусловило чешуйчато-надвиговую структуру зоны разлома в целом [79]. В основе предложенной гипотезы лежат результаты ступенчатых драгировок по различным сечениям вкрест простирания зоны разлома и многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ.

Профиль МОВ ОГТ 2/86 пересекает зону разлома Зеленого Мыса на восточном фланге САХ, в 190 милях восточнее пересечения разлома с южным сегментом рифтовой долины. Разлом выражен в рельефе в виде осевой троговой долины субширотного простирания и обрамляющих ее с севера и с юга трансверсивных хребтов. Долина имеет выровненное дно (за счет заполнения осадками) с глубиной 5200 м и шириной 5–7 миль. Южный хребет на данном сечении выше северного; максимальные превышения хребтов над дном долины 2100 и 1300 м соответственно; ширина хребтов составляет 20–25 км. Профиль в своей центральной части пересекает долину разлома. Дно долины покрыто горизонтально-слоистыми осадками мощностью до 300 м.

В составе консолидированной коры выделяются две толщи, различающиеся по интенсивности и длине отражающих площадок. Первая толща характеризуется интенсивными горизонтальными и слабонаклонными (особенно в верхней части) отражающими площадками протяженностью 0,5–2 км. Мощность толщи на временном разрезе колеблется в пределах 1 с, достигая минимальных значений (менее 0,5 с) под долиной разлома. Средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в толще по данным перебора МОГТ оценивается в 3,5 км/с.

Вторая толща прослеживается в интервале 5,5–8,5 с. Переход от первой толщи с большой долей условности намечается по некоторому спаду интенсивности

отраженных волн и отчасти по уменьшению длины отражающих площадок. Мощность ее крайне невыдержанна. Под долиной разлома и под депрессиями она минимальна и составляет не более 0,5 с., увеличиваясь под трансверсивными хребтами до 2 с. Скорость сейсмических волн в толще оценивается в 5–7 км/с, при точности определения не менее 30%. Ниже подошвы второй толщи скорости по данным перебора явно больше 7 км/с. Для обеих толщ, и в большей степени для второй, характерны в разной степени разобщенные отражающие площадки, на фоне которых с определенной степенью условности выделяются протяженные (от 5 до 20 км) наклонные отражающие горизонты. Под трансверсивными хребтами они наклонены навстречу друг другу в сторону оси долины разлома (рис. 27).

Геологическая интерпретация профиля представляется в следующем виде. Ступенчатые драгировки по профилю (рис. 28, сечение 1) показали, что нижняя часть северного борта долины разлома сложена габброидами, базальтами и долеритами, а гипсометрически выше располагаются серпентинизированные гарцбургиты. На южном борту также выделяются два комплекса: нижний, состоящий из базальтов, и верхний – из габбро и сильно тектонизированных пироксенитов. Верхние комплексы находятся, вероятно, в аллохтонном залегании, а выделяющиеся на сейсмическом разрезе наклонные горизонты, скорее всего, представляют собой надвиги. Наличие этих надвигов обусловило чешуйчато-надвиговую структуру трансверсивных хребтов. Чешуи имеют размеры от первых километров до 20 км и более и сложены серпентинизированными гарцбургитами, габброидами и пироксенитами. Подобная ситуация может иметь место не только в трансверсивных хребтах зоны разлома. В частности, на южном борту депрессии, расположенной непосредственно южнее зоны разлома Зеленого Мыса, в верхней части временного разреза отчетливо проявлен надвиг, плоскость которого полого наклонена на север. На северном окончании профиля, в 90 км от оси долины разлома, хорошо виден надвиг, затрагивающий даже осадки 1-го слоя [75, рис. 1, а].

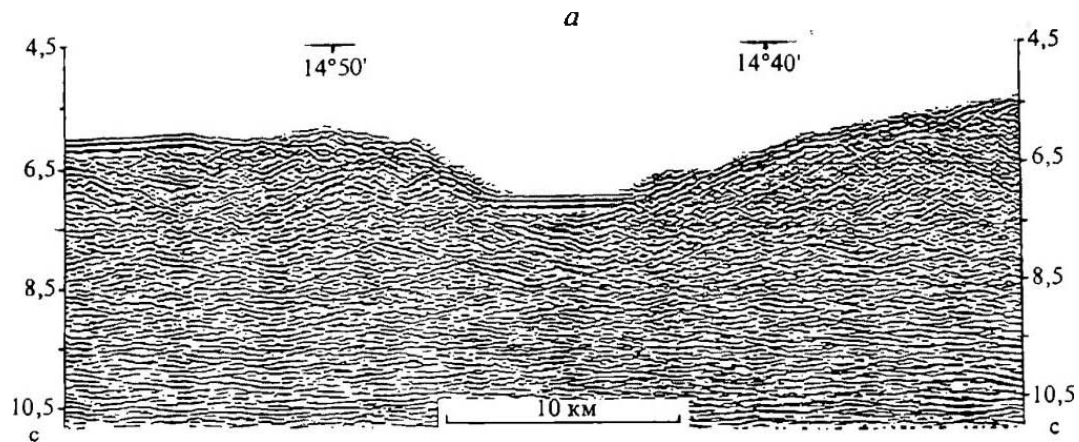
Как отмечалось выше, средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в первой толще оценивается приблизительно в 3,5 км/с. Вероятно, эта цифра отражает лишь некое среднее значение скоростей в различных типах пород, слагающих толщу. В породах, драгированных в пределах трансверсивных хребтов разлома Зеленого Мыса, измеренные скорости сейсмических волн значительно варьируют: от 3,4 км/с в серпентинизированных ультрабазитах до 6,7 км/с в габброидах [77]. При этом до 60% пород в драгах составляют серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты, поднятые чаще всего с верхних частей трансверсивных хребтов. В последних вообще имеет место тенденция к резкому уменьшению скоростей по мере прогрессивной серпентинизации [126]. По общепринятой же классификации рассчитанное значение скорости 3,5 км/с соответствует верхней части 2-го геофизического слоя океанической коры [137].

Рис. 27. Фрагмент профиля МОВ ОГТ 2/86 (а) и его интерпретация (б) (все профили МОВ ОГТ, приведенные в работе, обработаны с применением операции миграции временного разреза)

1 - отражающие площадки, подчеркивающие общую структуру; 2 - осадки; 3 - поверхность М по данным перебора МОГТ; 4 - наклонные отражающие горизонты

Fig. 27. Portion of multichannel seismic reflection profile 2/86 (a) and its interpretation (b) (all profiles used in this study were proceeded with the migration time section)

1 - reflectors, underlining general structure; 2 - sediments; 3 - M-surface; 4 - dipping reflectors



Вторая толща по той же классификации может рассматриваться как нижняя часть 2-го и 3-й слой. По аналогии с разрезами офиолитовых комплексов, следуя опять-таки общепринятым схемам, верхняя часть второй толщи может быть представлена образованиями дайкового комплекса, сменяющегося вниз по разрезу габброидами и породами полосчатого комплекса. Скорости сейсмических волн, измеренные в образцах габброидов с кумулятивными структурами, относимых к полосчатому комплексу, составляют 6,67–6,95 км/с, что хорошо согласуется с интервалом скоростей во второй толще. В строении этой толщи могут принимать участие также серпентинизированные перидотиты и амфиболиты:

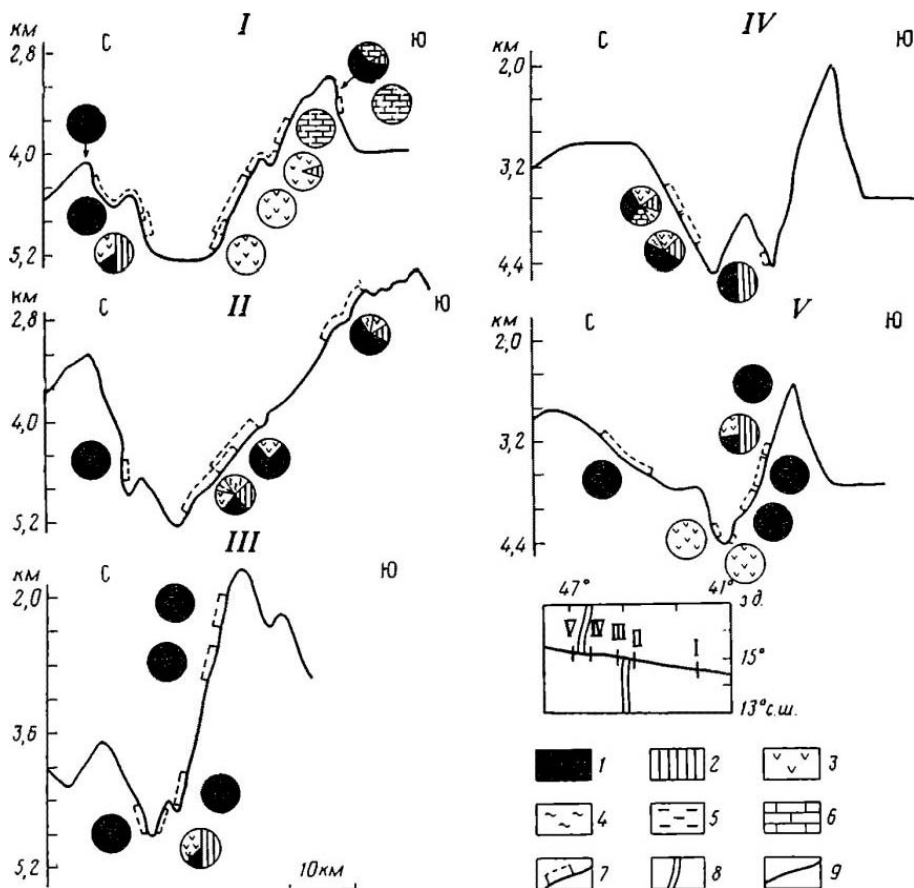


Рис. 28. Профили драгирования разлома Зеленого Мыса
1 - ультрабазиты, серпентиниты; 2 - габбро; 3 - базальты; 4 - метаморфические породы; 5 - метасоматиты; 6 - известняки; 7 - интервал драгирования; 8 - сегменты рифтовых долин; 9 - долина разлома

Fig. 28. Dredging profiles of the Cape Verde fracture zone
1 - peridotites, serpentinites; 2 - gabbro; 3 - basalts; 4 - metamorphic rocks; 5 - metasomatic rocks; 6 - limestones; 7 - dredging interval; 8 - rift valley segments; 9 - fracture valley

скорости сейсмических волн, измеренные в образцах драгированных пород, составляют соответственно 5,19 и 5,93–6,56 км/с. Подошва второй толщи рассматривается в качестве границы Мохоровичича, ниже которой залегают образования верхней мантии.

Переход от временного разреза к глубинному без достаточно надежной информации о сейсмических скоростях в значительной степени условен, однако какие-то общие представления о глубинах залегания различных толщ корового разреза, по-видимому, можно составить. Мощность коры по профилю меняется от минимальных значений порядка 2–3 км под долиной разлома Зеленого Мыса до 8 км под трансверсивными хребтами; под депрессиями мощность уменьшается до 3,4–4 км, под поднятиями увеличивается до 9 км (см. рис. 31). Иными словами, имеет место явная тенденция к образованию "корней" под позитивными структурами и резкое уменьшение мощности коры под депрессиями, особенно под разломной долиной.

Таким образом, основываясь на данных ступенчатого драгирования и многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ, можно утверждать, что трансверсивные хребты зоны разлома Зеленого Мыса, по крайней мере в районе рассмотренного профиля, имеют чешуйчато-надвиговое строение. Распределение различных типов пород в пространстве, наличие ультрабазитов и габбро в верхних частях нарушенного разреза коры, повсеместная интенсивная тектонизация пород и деформации, реализовавшиеся в обстановке сильного неоднородного сжатия. Все это свидетельствует о тектонических соотношениях фрагментов различных комплексов, слагающих пакет пластин и чешуй, и позволяет говорить о тектонической расслоенности корового разреза не только внутри зоны разлома, но и на значительном удалении к северу и к югу от нее.

Тектоническая расслоенность литосферы установлена и в осевой части САХ, непосредственно в зоне сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины [61]. На профиле ШГСП, пересекающем область сочленения в меридиональном направлении, под северным трансверсивным хребтом и внутренним угловым поднятием выделяются наклоненные навстречу друг к другу, в сторону оси разломной долины, протяженные отражающие горизонты, интерпретируемые как надвиги [40]. Это положение подтверждается большим объемом драгировочных работ в зоне сочленения и анализом среднемасштабной геологической карты указанного района (см. рис. 57). Более того, под нижней частью северного борта разломной долины на профиле ШГСП фиксируется наклоненная на юг мощная тектоническая зона (рис. 29).

Наклоненная на восток зона глубинного срыва (detachment fault), по которой приведены в соприкосновение рифтовые базальты "нулевого" возраста и ультрабазиты, закартирована при погружениях подводного обитаемого аппарата "Наутилус" в нижней части внутреннего углового поднятия, расположенного по внутреннему углу между разломом и южным сегментом рифта [125].

Элементы тектонической расслоенности коры и верхов мантии устанавливаются и в пределах западного фланга САХ, в 90 милях западнее зоны сочленения разлома Зеленого Мыса с северным сегментом рифтовой долины. Разломная зона осложнена здесь двумя оперяющимися структурами субширотного простирания – трогом Ройял на севере и хребтом Ресечер на юге. На сейсмическом профиле МОВ ОГТ, пересекающем все три структуры, выделяются протяженные (до 10 км и более) отражающие горизонты, секущие всю консолидированную кору и прослеживающиеся в верхней мантии. Под северным трансверсивным хребтом основная их масса наклонена на юг, в сторону разломной долины (рис. 30). В верхней части этого хребта в районе профиля драгированы серпентинизированные гарцбургиты, катаклазированные габбро и полосчатые

троктолиты. Появление этих глубинных пород в верхах корового разреза, по нашему мнению, обусловлено тектоническим скучиванием глубинных масс, реализовавшимся в чешуйчато-надвиговой структуре трансверсивного хребта. Дешифрируемые на сейсмическом разрезе отражающие горизонты представляют собой надвиги, по которым фрагменты мантийного дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов выведены к поверхности дна.

Замечательной особенностью данного района является сильно редуцированная мощность коры с подъемом границы М до глубин 6 км ниже уровня моря под долиной разлома Зеленого Мыса и линзовидный характер распределения толщи со скоростями 4,2-5,8 км/с. 3-й геофизический слой здесь вообще отсутствует, и вулканические породы со скоростями 4,2-5,8 км/с непосредственно перекрывают мантийные образования со скоростями 7,8-8,0 км/с под трогом Ройял, в разломной долине и под участком между южным трансверсивным хребтом и хребтом Ресечер (рис. 31). Такая картина является сильным аргументом в пользу регионального растяжения коры в меридиональном направлении в рассматриваемой части САХ. К аналогичному выводу пришли ранее У.Роест и Б.Коллет, на примере системы трог Ройял-хребет Ресечер в качестве вулканотектонического комплекса растяжения [163].



Рис. 29. Фрагмент профиля ШГСП (интерпретация) в районе сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины, по [40]

1 - отражающие площадки; 2 - акустически прозрачные тела с иевыясненной инфраструктурой; 3 - область потери корреляции, соответствующая зоне тектонических нарушений; 4 - разрывные нарушения

Fig. 29. Portion of wide-aperture multichannel seismic reflection profile (interpretation) in the intersection of Cape Verde fracture zone with the south segment of the rift valley, according to [40]

1 - reflectors surfaces; 2 - acoustically transparent bodies with underdefined inner structure; 3 - area of the loss of correlation corresponding to the zone of tectonic disruption; 4 - faults

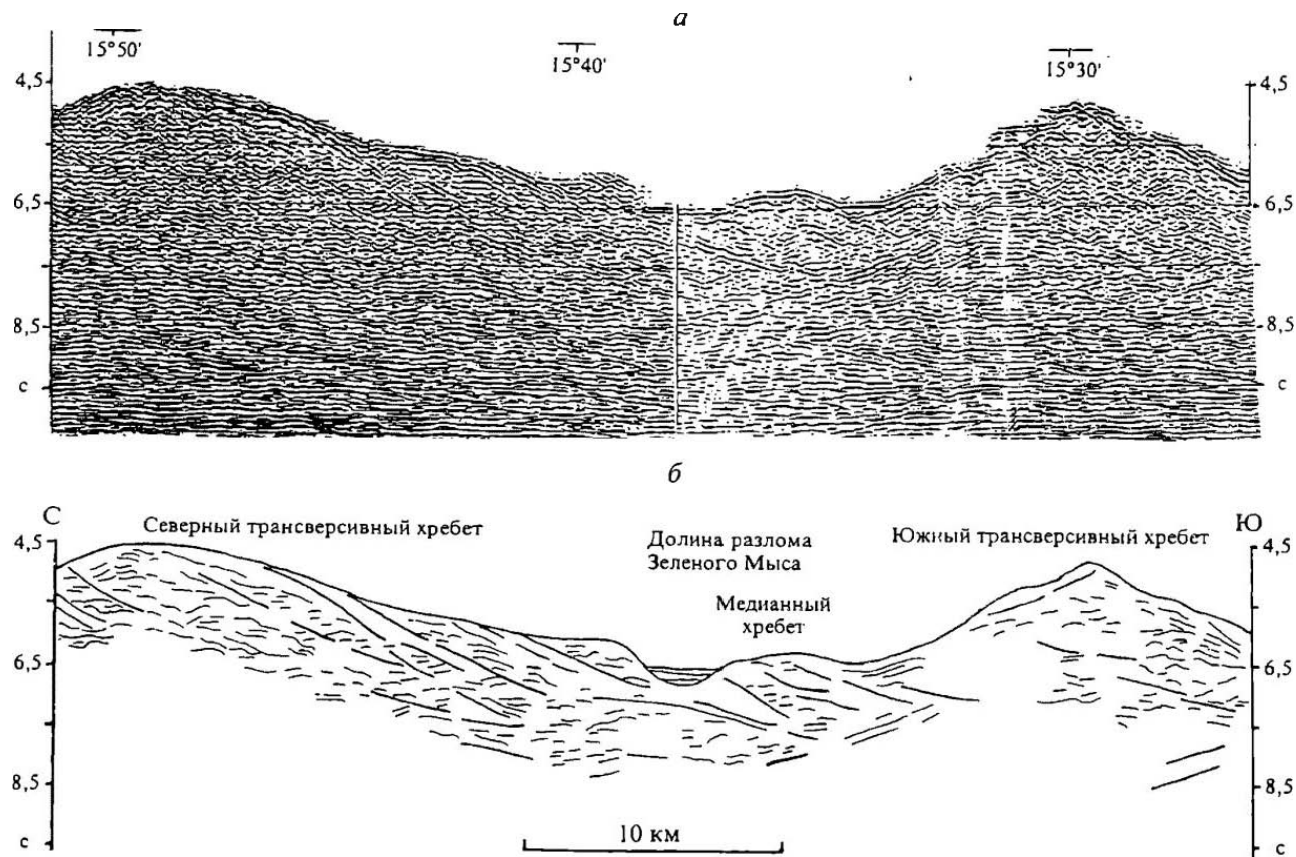


Рис 30. Фрагмент профиля МОВ ОГТ 3/86 (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 27

Fig. 30. Portion of multichannel seismic reflection profile 3/86 (a) and its interpretation (b)

Figure captions see Fig. 27

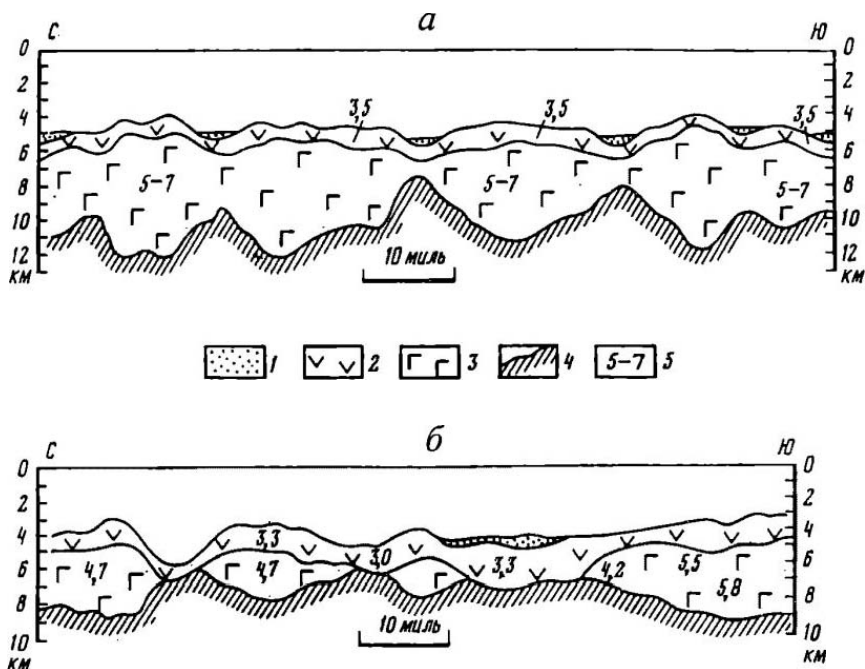


Рис. 31. Глубинные разрезы литосферы по профилям 2/86 (а) и 3/86 (б)
 1 - осадки; 2 - первая толща (верхняя часть геофизического слоя 2); 3 - вторая толща (слои 2 и 3);
 4 - поверхность М; 5 - значения скоростей продольных сейсмических волн

Fig. 31. Deep sections of the lithosphere based on profiles 2/86 (a) and 3/86 (b)
 1 - sediments; 2 - first strata (upper part of the geophysical layer 2); 3 - second strata (layer 2 and 3);
 4 - M-surface; 5 - seismic velocities

Вблизи Малоанtilьской островной дуги на простирании разлома Зеленого Мыса располагаются подводные хребты Барракуда и Тибурон. Некоторые исследователи считают хребт Барракуда западным продолжением этого разлома [163]. Топография хребта совместно с гравиметрическими данными спутниковой альтиметрии указывают на интенсивное сжатие в меридиональном направлении в районе этой структуры. Об этом же говорят фокальные механизмы двух крупных землетрясений непосредственно к северу от хребта [101]. Плитотектонические реконструкции показывают существование в указанном районе фазы растяжения, сменившейся режимом сжатия в третичное время. При этом 2-й геофизический слой здесь отсутствует, а граница М под хребтом Барракуда оказалась поднятой на 2–4 км по сравнению со смежными районами [155]. Среднеэоцен-верхнеолигоценовые турбидиты на склоне хребта Тибурон располагаются на 800 м выше уровня смежной абиссальной плиты. Следовательно, поднятие произошло в пстолигоценовое время.

По данным ГСЗ граница М со скоростями 7,9–8,4 км/с под абиссальной равниной залегает на глубине 14 км ниже уровня моря, но под хребтом Барракуда она испытывает подъем до глубин порядка 10 км [105]. Характер этой границы свидетельствует об отсутствии "корня" под хребтом, т.е. фиксируется нарушение изостазии на этом участке. Изостатическая неуровновешенность

компенсируется сжатием в зоне сочленения океанической коры Атлантики с Малоанtilьской островной дугой [33]. Формирование хребтов Барракуда и Тибурон объясняется сжатием океанической коры. При этом происходило выжимание на поверхность различных ее фрагментов в виде тектонических пластин и чешуй. Подъем границы М под хребтом Барракуда связывается с пологим надвигом, плоскость которого наклонена в юг-юго-западном направлении. Океаническая кора перед фронтом Малоанtilьской дуги представляет собой в этом случае систему полостей чешуй, погружающихся в юго-западном направлении. Во фронтальных частях этих чешуй, выраженных хребтами Барракуда и Тибурон, обнажаются нижние горизонты океанической коры.

Таким образом, тектоническая расслоенность верхней части литосферы в зоне разлома Зеленого Мыса имеет место в пределах осевой части САХ, на его западном и восточном флангах, а также на западном продолжении разлома вблизи Малоанtilьской островной дуги.

Зоны разломов Марафон и Меркурий, расположенные между разломами Зеленого Мыса и Вима, смещают сегменты рифтовой долины на 110 и 40 км соответственно и отстоят друг от друга на расстоянии всего 50 км. Драгировки хребта, возвышающегося между долинами указанных разломов (или южного трансверсивного хребта разлома Марафон – по другой терминологии) и внутреннего углового поднятия в районе западного сочленения рифт-разлом показали, что и здесь вряд ли можно говорить о существовании "нормального" разреза океанической коры [73, 78]. Экспонированные на поверхность дна вулканические и интрузивные образования представляют собой фрагменты различных комплексов, находящиеся в тектонических соотношениях друг с другом. Иногда устанавливаются достаточно полные разрезы таких фрагментов (например, базальтовая часть разреза на южном борту разломной долины Меркурий). Залегание глубинных пород гипсометрически выше базальтов, либо наличие первых в верхних частях склонов может служить косвенным доказательством достаточно крупных горизонтальных перемещений коровых и мантийных литопластин, реализовавшихся в условиях тангенциального стресса. Кроме того, имеются прямые указания на бывшее высокое стояние отдельных участков дна трансверсивного хребта вплоть до уровня моря. Все это вместе взятое, наряду с обычной тектонизацией, катаклизмом и милонитизацией пород свидетельствует о масштабных тектонических деформациях верхней части литосферы в пределах разломных зон Марафон и Меркурий.

К сожалению, данные о глубинной структуре района отсутствуют, а наши материалы сейсмопрофилирования МОВ ОГТ обработаны не полностью.

Непосредственно к югу от разлома Меркурий располагается **разлом Вима**. Самый мелководный участок протяженного южного трансверсивного хребта разлома Вима, с глубинами 500 м и менее, располагается в 80 км к западу от зоны сочленения этого разлома с северным сегментом рифта, т.е. уже в пассивной части разлома. Вершинную часть упомянутого мелководного участка слагают известняки [112].

Мощность карбонатного разреза здесь по данным широтного профиля МОВ ОГТ, проходящего над вершиной хребта, составляет 500 м [115]. В верхней части карбонатных горизонтально-слоистых образований скорости продольных сейсмических волн составляют 1,75 км/с; в низах разреза они увеличиваются до 2,45 км/с. Карбонатные отложения перекрывают выровненную поверхность консолидированной океанической коры, в верхней части которой скорости – 4,5–5,4 км/с. Такие значения слишком велики для верхней, базальтовой, части

коры, что может указывать на выведение к поверхности более глубинных образований, в частности пород дайкового комплекса [115].

Несколько западнее рассмотренного профиля трансверсивный хребет пересекается профилем ГСЗ "Line A" [146]. Следует отметить, что это самые качественные работы такого рода в Атлантике. По данным этого профиля под хребтом фиксируется нормальный по мощности и скоростной структуре разрез океанической коры. При приближении к долине разлома происходит утонение коры в основном за счет выклинивания 3-слоя. При этом минимальная мощность коры (около 2 км) приурочена к нижней части северного фланга хребта, а не к центральной, наиболее глубокой части разломной долины, как это имеет место во многих разломах Атлантики. Поверхностью М под хребтом изгибается вверх конформно рельефу. Таким образом, южный трансверсивный хребет разломной зоны Вима в данном сечении подстилается изогнутой выпуклостью вверх океанической корой. Этот изгиб обусловлен сжимающими напряжениями, ориентированными перпендикулярно простиранию хребта [146].

В этом же небольшом по длине районе между профилем МОВ ОГТ Э.Бонатти и профилем ГСЗ по 44° з.д. проходит и наш профиль МОВ ОГТ 068701, ориентированный в меридиональном направлении [84]. На фрагменте временного разреза этого профиля (рис. 32) в верхней части южного трансверсивного хребта отчетливо фиксируется субгоризонтальная граница, выше которой прослеживаются относительно протяженные интенсивные отражающие площадки, соответствующие карбонатным отложениям (по аналогии с профилем МОВ ОГТ Э.Бонатти). Ниже этой границы залегают образования океанической коры.

Внутри корового разреза южного трансверсивного хребта обособляются протяженные (до 20 км), наклоненные на юг отражающие горизонты (см. рис. 32). Вероятно, и в данном случае мы имеем дело с тектонической расслоенностью океанической коры под трансверсивным хребтом, а дешифрируемые на сейсмическом разрезе наклонные горизонты имеют тектоническую природу и расслаивают кору на серию чешуй и пластин. Подобное скучивание масс реализовалось в обстановке сжатия, сопровождавшего упомянутый выше изгиб коры под южным трансверсивным хребтом. В соответствии с такой интерпретацией находится и фокальный механизм взбросового типа землетрясения в районе западного сочленения рифт-разлом [129].

Расположенные к югу от разлома Вима две сближенные *разломные зоны Архангельского и Долдрам* смещают осевую рифтовую долину на 120 и 175 км соответственно и отстоят друг от друга на расстояние 40 км.

Профиль МОВ ОГТ 068702 в своей северной части пересекает активный (межрифтовый) отрезок разлома Архангельского, а в южной - пассивную часть разлома Долдрам [84]. Основными элементами морфоструктуры на профиле являются долины разломов Архангельского и Долдрам и хребет, разделяющий их, а также хребты, обрамляющие разломные долины с севера и с юга.

По результатам скоростного анализа в сейсмическом разрезе выделяются четыре толщи со скоростями (сверху вниз): 2,5; 3,5; 5,0 и 6,8 км/с. Ниже подошвы четвертой толщи значение скоростей составляет около 8,3 км/с. Первая и вторая толщи интерпретируются в качестве 2-го слоя океанической коры. Интервал скоростей 5–6,8 км/с соответствует низам 2-го и 3-му слою, а подошва четвертой толщи соответствует границе М. Минимальные мощности коры до 5,5 км приурочены к долине разлома Архангельского, а максимальные – до 11 км – к межразломному и трансверсивным хребтам.

Говоря в целом о районе профиля, необходимо отметить, что здесь присутствуют практически все разновидности пород океанической коры и верхней мантии, причем ультрабазиты и габброиды встречаются в верхних и средних частях склонов хребта, разделяющего разломные долины. В низах вскрытых разрезов иногда присутствуют только базальты, в том числе и свежие, мало затронутые вторичными изменениями. Результаты геологических работ свидетельствуют о сложных тектонических взаимоотношениях всей гаммы пород, слагающих межразломный хребет и борта разломных долин. Наличие следов твердопластического течения в ультрабазитах, признаки деформационных изменений и катаклаза габброидов, широкая амфиболизация последних являются свидетельством того, что выведение глубинных пород на высокий гипсометрический уровень их современного положения реализовалось в обстановке сжатия, сопровождавшегося стрессовыми напряжениями. Этот тезис подтверждается и результатами петрофизических исследований драгированных пород. Примечательно, что интенсивному сжатию подвергались и базальты: матрикс базальтов, драгированных в районе профиля на южном борту долины разлома Долдрамс, смят в мелкие изоклинальные складки двух генераций. Таким образом, различный стиль деформаций и метаморфизма ультрабазитов, габброидов и базальтов говорят о неоднородности стрессовых напряжений.

На временном разрезе профиля 068702 проявлены протяженные (10–15 км) пологонаклонные (5–15°) отражающие горизонты, расслаивающие преимущественно верхнюю часть разреза. Особенно отчетливо они выражены под бортами долин разломов Архангельского и Долдрамс. В первом случае (рис. 33) они располагаются в основном веерообразно, с наклонами в сторону осевой части разломной долины. В то же время устанавливаются элементы поддвига структур северного борта разлома Архангельского под южный. Возможность такого явления в зонах трансформных разломов была отмечена Дж. Карсоном с соавторами [140] при изучении деформированных образований офиолитового комплекса Бэй-оф-Айлендс.

На фрагменте временного разреза южной части профиля, отображающего глубинное строение в районе разлома Долдрамс, устанавливаются подобные же горизонты, однако под обоими бортами разломной долины они наклонены на юг (рис. 34).

Проведенные работы по многоканальному сейсмическому профилированию МОВ ОГТ в районе разломов Долдрамс и Архангельского выявили сложную чешуйчато-надвиговую структуру межразломного хребта и трансверсивных хребтов, обрамляющих долины этих разломов с севера и с юга. Результаты предшествующих геофизических исследований в районе разлома Долдрамс и расположенного к югу от него разлома Вернадского (сейсмические работы ГСП-МОВ и гравиметрическая съемка) находятся в хорошем соответствии с выводом о тектонической расслоенности корового разреза: на профиле ГСП-МОВ отчетливо проявлены протяженные, пологонаклонные (к северу) субгоризонтальные отражающие горизонты, расслаивающие весь коровый разрез [38], а гравиметрические данные о структуре литосферы Экваториальной Атлантики в полосе от 7° до 10° с.ш. свидетельствуют о залегании плотных мантийных масс в самых верхних частях позитивных форм рельефа [21].

Сказанное вовсе не исключает крупноамплитудные вертикальные движения в зонах разломов Архангельского и Долдрамс, тем более, что они доказаны по ряду прямых геологических признаков (см. ниже). Сосуществование горизонтальных и вертикальных перемещений океанической коры привело к созданию чрезвычайно сложной чешуйчато-блоковой структуры изученного района САХ.

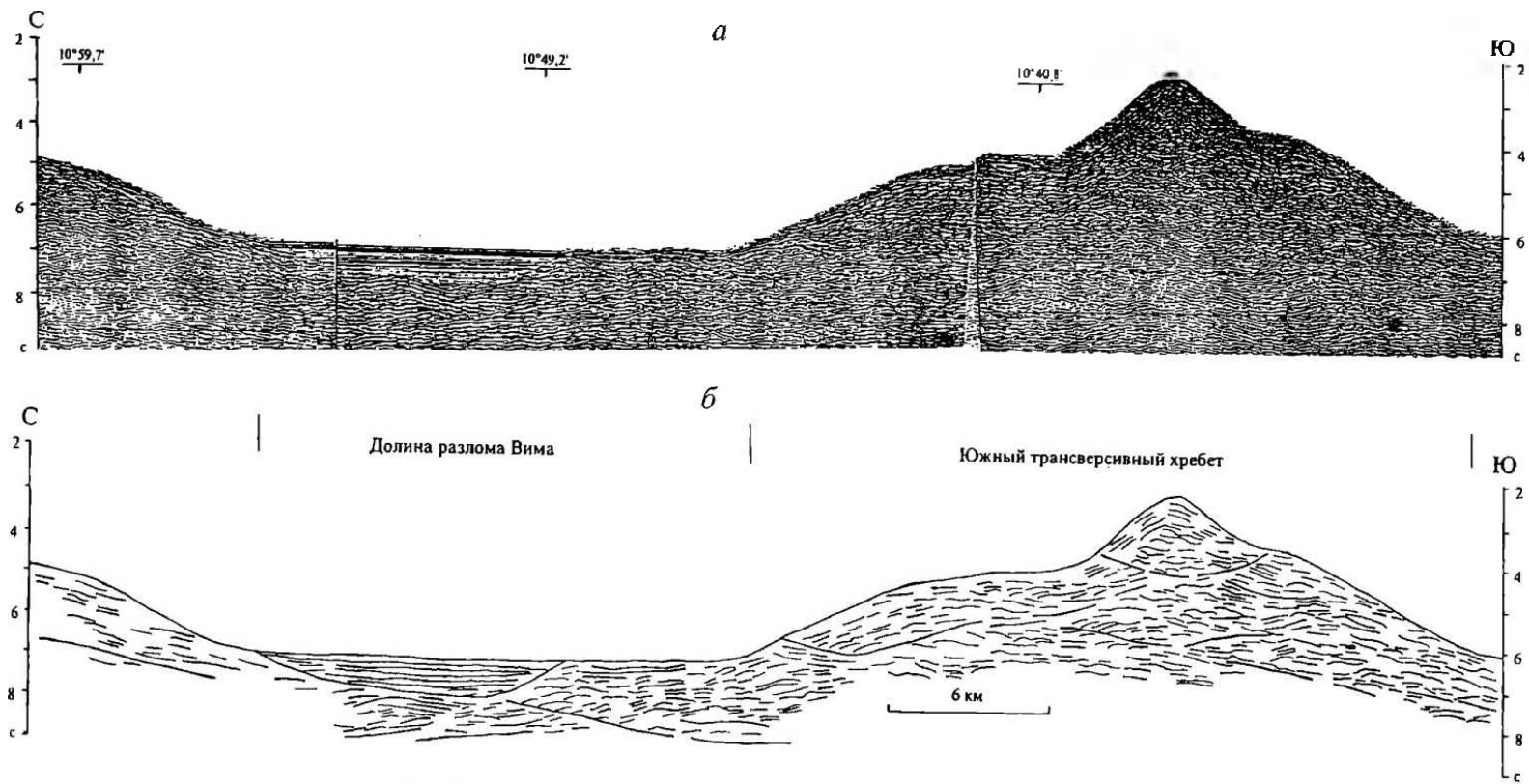


Рис. 32. Фрагмент профиля МОВ ОГТ 068701 (а) и его интерпретация (б)
 Условные обозначения см. на рис.27

Fig. 32. Portion of multichannel seismic profile 068701 (a) and its interpretation (b)
 Figure captions see Fig.27

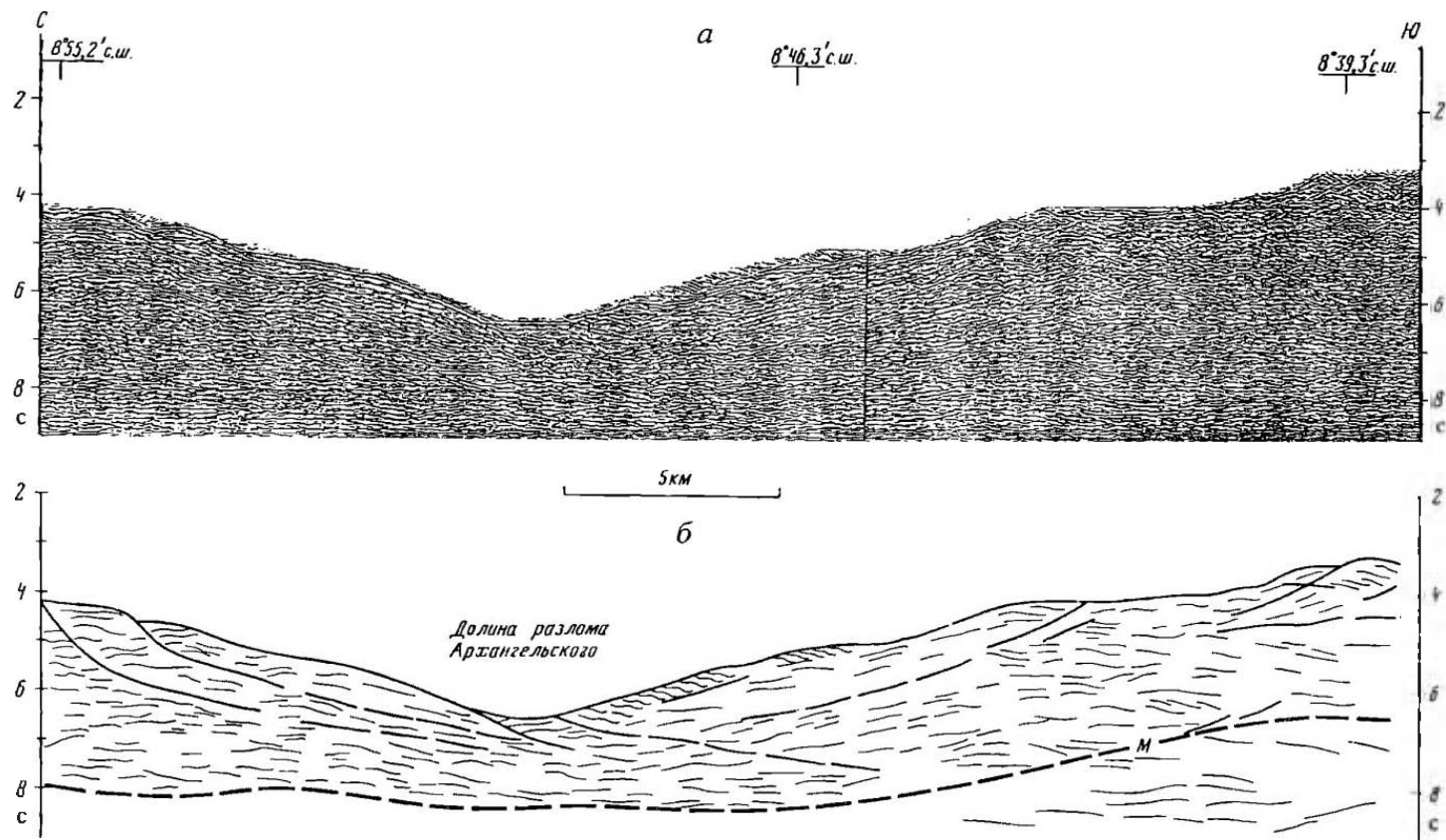


Рис. 33. Фрагмент северной части профиля МОВ ОГТ 068702 (а) и его интерпретация (б)
 Условные обозначения см. на рис. 27
 Fig. 33. Northern portion of multichannel seismic reflection profile 068702 (a) and its interpretation (b)
 Figure captions see Fig. 27

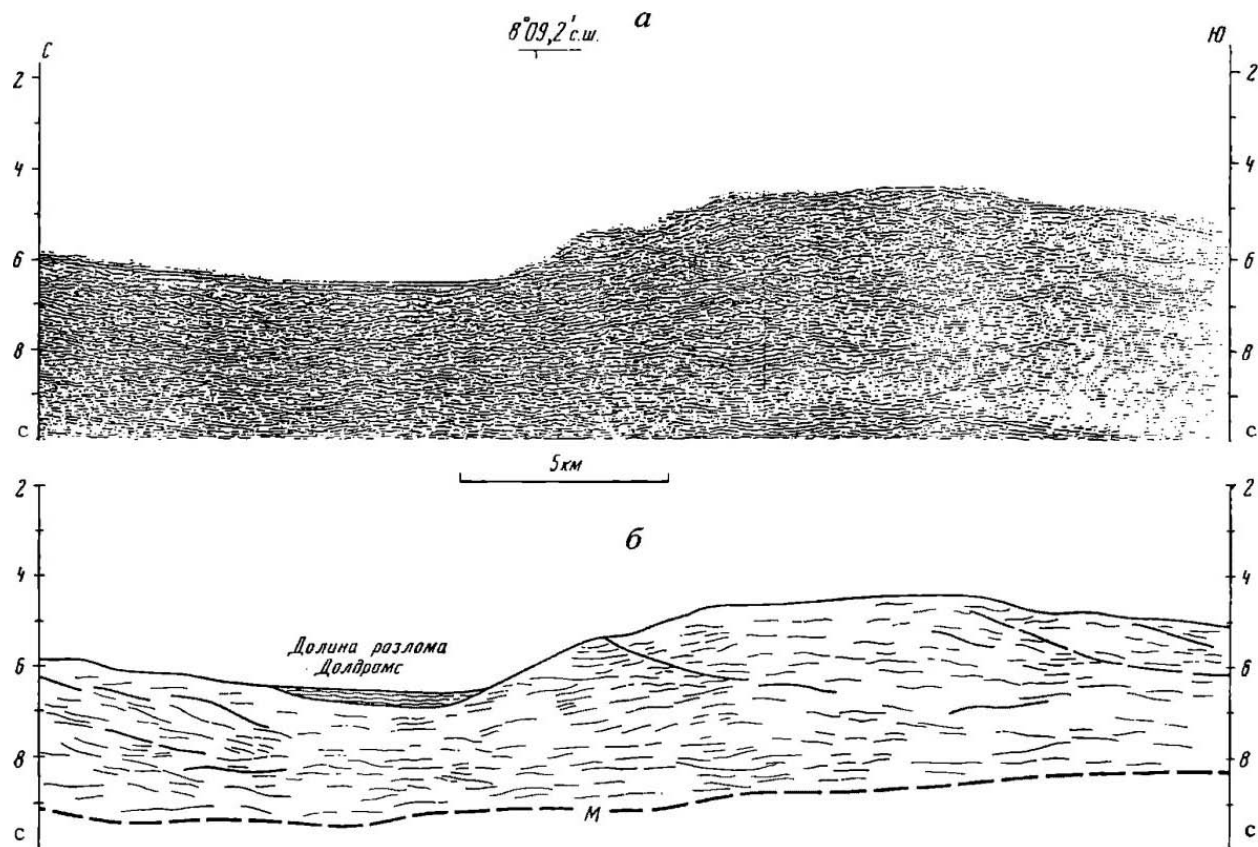


Рис. 34 Фрагмент южной части профиля МОВ ОГТ 068702 (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 27

Fig. 34. Southern portion of multichannel seismic reflection profile 068702 (a) and its interpretation (b)

Figure captions see Fig. 27

Наиболее значительные топографические аномалии в Атлантике наблюдаются в зоне крупнейшего трансформного **разлома Романш**, смещающего ось САХ на расстояние 950 км. Перепад глубин от дна разломной долины (впадина Вима) до гребня северного трансверсивного хребта (гора Пилсбэрри) достигает почти 7000 м. Наименьшие глубины (менее 2000 м) приурочены к восточной части узкого трансверсивного хребта, обрамляющего разломную долину с севера, к району напротив зоны восточного сочленения рифт-разлом, восточнее 18° з.д.

Специальные геолого-геофизические исследования, проведенные здесь в 13-м и 16-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" [66, 119], показали, что верхняя плосковершинная часть хребта (поднятия А, В и С) состоит из горизонтально залегающих лагунно-рифтовых известняками мощностью 250-300 м, перекрывающимися образованиями океанической коры.

Принципиально иная картина была установлена в районе поднятия D – самого восточного из серии изученных поднятий. Здесь по данным сейсмических исследований на профиле **MOB OTT ROM-2** установлено наличие мощной интенсивно деформированной толщи [119].

Для выяснения природы этой толщи, ее структурного положения и площадного распространения в 16-м и 18-м рейсах была отработана серия профилей вкрест и вдоль простирания северного трансверсивного хребта (рис. 35). К настоящему времени обработаны с применением операции миграции временного разреза только профиль **ROM-2** и фрагменты профилей **ROM-20** и **ROM-22**.

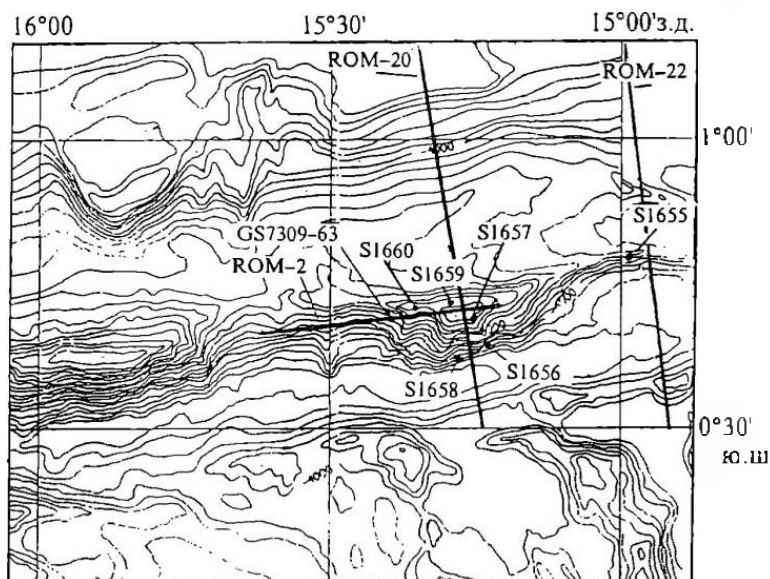


Рис. 35. Схема расположения профилей **MOB OTT** и станций драгирования в районе северного трансверсивного хребта зоны разлома Романш, напротив восточного сочленения рифт-разлом

Fig. 35 Scheme of the multichannel seismic profiles distribution and dredge stations in the area of the north transverse ridge of the Romanche fracture zone

Многоканальное сейсмическое профилирование МОВ ОГТ по профилю ROM-2, проходящему в субширотном направлении вдоль гребня северного трансверсивного хребта и пересекающему поднятие D, выявило под поднятием мощную деформированную толщу (рис. 36). Освещенность временного разреза до глубины 8 с совершенно исключает интерпретацию толщи в качестве океанической коры, а характер отражений указывает на то, что здесь мы имеем дело с мощным пакетом осадочного или вулканогенно-осадочного материала [119].

В западной части профиля эта деформированная толща приведена в соприкосновение с образованиями, где отражения практически отсутствуют (океаническая кора). Линия контакта этих двух разнородных сред полого погружается на восток и прослеживается практически от поверхности дна до глубины 8 с.

На фрагменте временного разреза профиля ROM-20 (рис. 37) видно, что верхняя часть поднятия D сложена деформированной толщей, аналогичной по характеру сейсмической записи и стилю деформаций толще на профиле ROM-2. От основания северного склона поднятия и приблизительно до его средней части на временном разрезе фиксируется мощная зона потери корреляции осей синфазности, отвечающая, скорее всего, зоне разлома, наклоненного на юг под углом 25–30°. Зона разлома проявлена очень отчетливо, так что по смещению характерных осей синфазности можно установить амплитуду смещения. Она составляет приблизительно 1 с. Севернее этой зоны, уже в пределах абиссальной котловины, под горизонтально-слоистыми осадками (океанический слой 1) прослеживается та же деформированная толща, которая слагает верхи разреза поднятия.

Профиль ROM-22 располагается параллельно профилю ROM-20 и пересекает трансверсивный хребет приблизительно в 15 милях восточнее. Морфология хребта здесь иная: верхняя его часть состоит из двух невысоких поднятий, разделенных понижением в рельефе. В верхней части южного поднятия фиксируется та же деформированная толща мощностью до 1 с (рис. 38). В ее основании выделяется серия отражающих площадок, полого наклоненных на юг и маркирующих, скорее всего, плоскость надвига, по которому эта толща надвинута на образования фундамента и горизонтально-слоистую толщу океанического слоя 1. Непосредственно под надвигом осадки слоя 1 заметно деформированы.

Непосредственно к югу от южной вершины трансверсивного хребта, в основании его склона, уже в пределах разломной долины, в горизонтально-слоистой толще осадков захоронено линзовидное тело длиной около 8 км, сложенное теми же деформированными образованиями, что и верхняя часть южного поднятия. Внутри тела обособляется серия полого наклоненных на юг отражающих горизонтов (надвигов).

При анализе внутренней структуры выявленной деформированной толщи на всех трех профилях прежде всего обращает на себя внимание необычный для океанических образований стиль деформаций – система дисгармоничных, нередко лежащих, складок, рассеченная большим количеством надвигов, неравномерность распределения деформаций по разрезу. Такой характер деформаций не вызывает сомнений в том, что толща сформировалась в обстановке интенсивного горизонтального сжатия и более всего напоминает деформации в подводно-оползневых образованиях.

Необходимый объем драгировок, выполненных в районе поднятия D и к востоку от него, позволяет дать достаточно полное представление о возрасте и вещественном составе пород, слагающих рассмотренную выше деформированную толщу и о составе подстилающих ее образований.

Верхняя часть разреза поднятия *D* опробована пятью драгами в интервале глубин 2100-3500 м (ст. GS7309-63; S16-57, 59, 60, 55) (см. рис. 35). В полном соответствии с данными интерпретации сейсмических профилей здесь распространены исключительно осадочные образования.

Верхи разреза юго-западного склона поднятия опробованы на ст. GS7309-63 [119]. Здесь были подняты различные полуконсолидированные тонкослоистые породы с обломочной частью алеаритовой размерности, с прослоями хорошо сортированного кварца и калиевого полевого шпата, включающими обломки зерен оливина, пироксена и измененного вулканического стекла, микритовых известняков, радиоляриевых микритов и кремней. Эти породы, по мнению Э.Бонатти, могут представлять собой контуриты. В тонкодисперсном матриксе радиоляриевых микритов содержатся кальцитизированные радиолярии и спикулы губок. Наличие в этих породах тинтинид свидетельствует о валанжин-барремском возрасте вмещающих пород. В прослоях микритовых известняков, кроме того, встречены планктонные фораминиферы *Moroserella* палеоцен-эоценового возраста (эти данные о возрасте пород ранее не публиковались, приводятся по устному сообщению Э.Бонатти).

Осадочные породы на других станциях в верхней части поднятия *D* представлены окремнелыми и песчанистыми известняками с обломками перекристаллизованных раковин фораминифер и аргиллитами. В целом эти породы образуют необычную ассоциацию – известняки и практически бескарбонатные аргиллиты. Отсутствие известковистого материала в аргиллитах можно объяснить достаточно быстрым осаждением большого количества глинистого материала при формировании различных суспензионных потоков, возникающих и движущихся на подводных склонах. Наличие в аргиллитах линзовидных изогнутых прослоев кварца и перемытых обломков аргиллитов, сцементированных тем же аргиллитовым материалом, служат подтверждением того, что эти породы сформировались из текущего, движущегося материала. В целом все осадочные породы в значительной степени тектонизированы, по трещинам развиваются многочисленные зеркала скольжения.

Таким образом, высказанное выше предположение о подводно-оползневом происхождении деформированной толщи, развитой в верхах разреза поднятия *D*, подтверждается вещественным составом пород и их структурно-текстурными особенностями.

Деформированная осадочная толща, слагающая верхи разреза северного трансверсивного хребта в районе поднятия *D*, по данным драгирования средней и нижней частей южного склона залегает на океанических образованиях – серпентинизированных ультрабазитах, габброидах и в меньшей степени – долеритах (ст. S1658 и S1656). В основании склона развиты серпентинитовые тектониты с сильно деформированными обломками габброидов и клинопироксенитов, по внешнему облику аналогичные мономиктовым серпентинитовым меланжам офиолитовых ассоциаций.

Контакт между деформированными осадочными породами и образованиями океанической коры проходит в районе ст. S1655 по изобате 3400 м, поскольку здесь в одной драге подняты и осадочные породы и габброиды с долеритами. Так как вершина поднятия *D* находится на глубинах около 2000 м, то видимая мощность толщи составляет не менее 1500 м. По ряду косвенных признаков этот контакт в целом имеет тектоническую природу. Это хорошо видно на профиле ROM-22, где в верхней части трансверсивного хребта эта толща по надвигу перекрывает не только образования консолидированной океанической коры, но и толщу горизонтально-слоистых осадков I-го слоя (см. рис. 38). Непосредственно югу в основании южного склона хребта и практически уже в

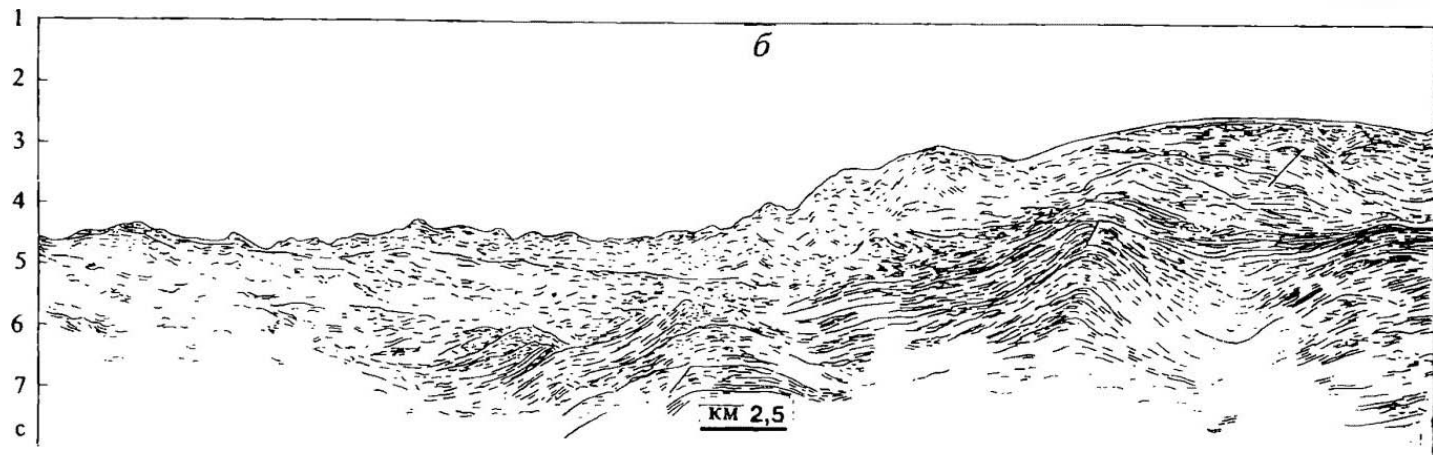
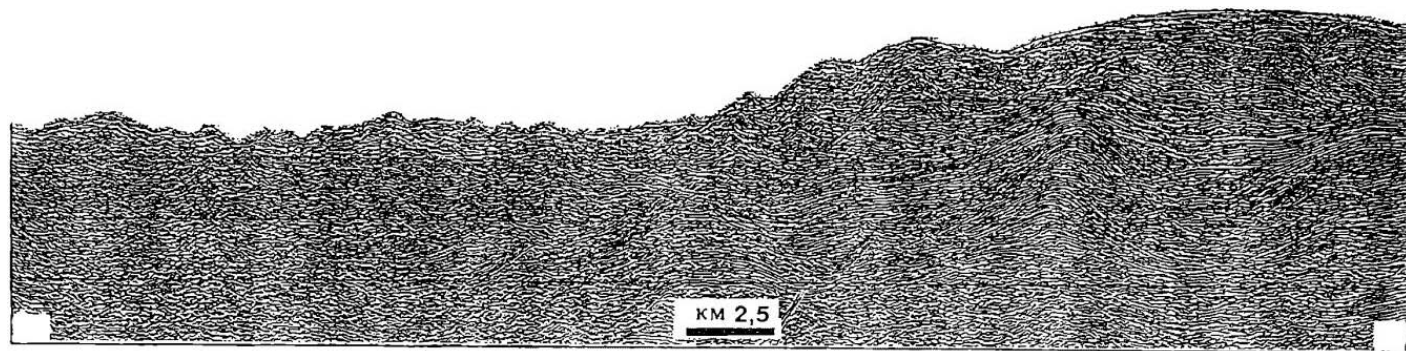


Рис. 36. Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-2 (а) и его интерпретация (б), по [119]
 Fig. 36. Portion of multichannel seismic reflection profile ROM-2 (a) and its interpretation (b) according to [119]

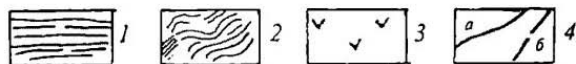
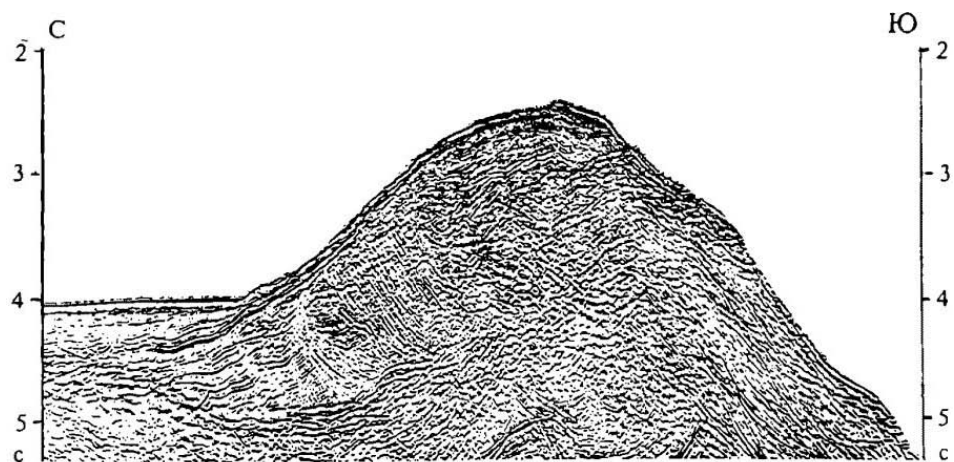


Рис. 37. Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-20 (а) и его интерпретация (б) (по материалам Э.Бонатти, М.Лиджи, Л.Гасперини, 16-й рейс НИС "Академик Николай Страхов")

1 - осадки 1-го слоя; 2 - деформированная толща; 3 - океаническая кора; 4 - разрывные нарушения а - надвиги, б - сбросы

Fig 37. Portion of multichannel seismic reflection profile ROM-20 (a) and its interpretation (b) (data of E.Bonatti, M.Ligi, L.Gasperini, 16-th expedition of the R/V "Akademik Nikolai Strakhov")

1 - sediments of the 1-st layer; 2 - deformed strata; 3 - oceanic crust; 4 - dislocations (a)- thrust faults, (b) - normal faults

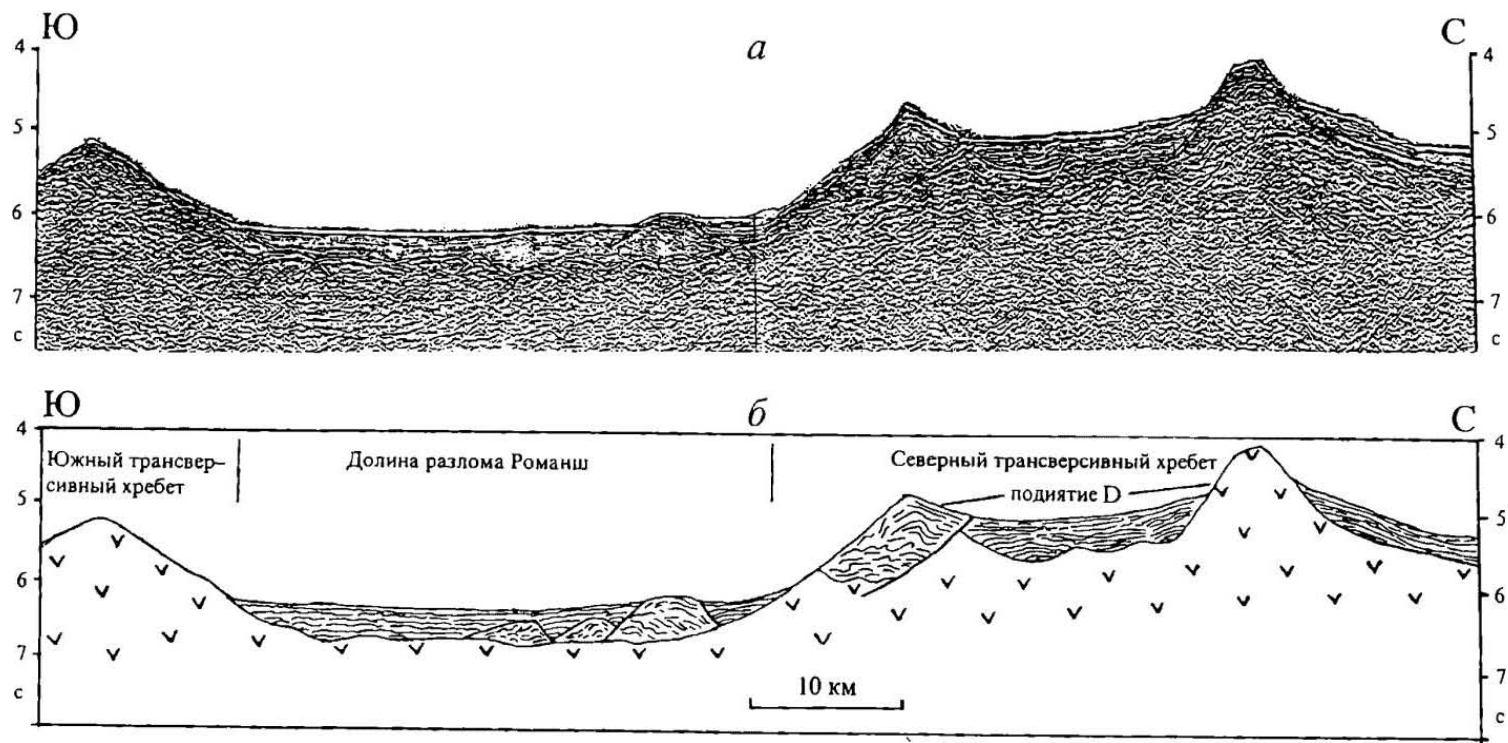


Рис. 38. Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-22 (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 37

Fig. 38. Portion of multichannel seismic reflection profile ROM-22 (a) and its interpretation (b)

Figure captions see Fig 37

пределах разломной долины (см. рис. 38, левая часть) структурные соотношения тела деформированных осадочных пород, подстилающего их океанического фундамента и перекрывающих осадков 1-го слоя могут указывать на сохранившееся первичное залегание деформированной толщи поверх фундамента в виде оползшего блока.

Итак, в верхней части разреза северного трансверсивного хребта в районе поднятия *D* в "пассивной" части зоны разлома Романш, приблизительно в 80 милях восточнее района восточного пересечения рифт-разлом по результатам многоканального сейсмопрофилирования и по данным драгирования установлено наличие необычной для океанических обстановок сложнодеформированной осадочной толщи раннемелового возраста, имеющей подводнооползневое происхождение. Валанжин-барремский возраст толщи не укладывается в схему нормального спрединга океанической коры, поскольку рассматриваемая часть северного трансверсивного хребта располагается в осевой части САХ. Аномальным является и присутствие в этой толще аркозового материала.

Толща имеет локальное распространение в зоне разлома Романш и закартирована только в небольшом районе северного трансверсивного хребта в районе поднятия *D* и может рассматриваться в качестве своеобразного неспредингового блока.

Сходные образования обнаружены также на восточном продолжении зоны разлома Романш, в районе 6°30' в.д. в пределах распространения океанской коры [136]. Породы здесь представлены тектонизированными зеленокаменно измененными осадочными образованиями – метааркозами, метаалевритами и кварцитами.

По предварительным данным две линзы деформированной толщи идентифицированы в районе поднятия, входящего в систему разломов Сан-Паулу, приблизительно в 40 милях к северу от поднятия *D* (профиль ROM-41; 18 рейс). Можно предположить, что структурно они занимают позицию, аналогичную той, которая имеет место в зоне разлома Романш.

Таким образом, анализ сейсмических данных не позволяет говорить о повсеместном распространении деформированной толщи раннемелового возраста в рассмотренной части САХ. Для окончательного решения этого вопроса необходимо провести полную обработку полученных сейсмических данных по всем профилям МОВ ОГТ.

Образование толщи, по всей видимости, имело место в пределах африканской континентальной окраины на самых ранних стадиях раскрытия Атлантики в апт-альбское время, при этом с формирующегося континентального склона происходило гравитационное соскальзывание масс осадочного материала, образующегося за счет разрушения валанжин-барремских образований, с формированием своеобразных гравитационных покровов на участках уже консолидировавшейся океанической коры.

Сходная по внутренней структуре слоистая деформированная толща, выявленная многоканальным сейсмопрофилированием, имеет место под континентальным склоном в юго-восточной части Гвинейского залива, куда продолжают экваториальные разломы, в том числе и зона разлома Романш [168, 169]. Фрагменты этих покровов, попав в зону разлома Романш, вероятно, переместились в свое современное положение при сдвиговых движениях по разлому. На последующих этапах развития разлома Романш "континентальные" нижнемеловые образования были перекрыты горизонтально залегающими осадками 1-го слоя.

5 млн лет тому назад часть северного трансверсивного хребта непосредственно к западу от поднятия *D* была поднята выше уровня моря и затем погрузилась

на глубины 1000-2000 м [116]. Отсутствие "шапки" лагунно-рифовых образований в районе поднятия *D*, в отличие от более западных участков хребта, указывает на то, что эта его часть не испытала столь контрастных вертикальных перемещений и никогда не поднималась на уровень моря. Тем не менее, являясь составной частью трансверсивного хребта, фрагменты нижнемеловой подводно-оползневой толщи на новейшем этапе принимали участие в становлении современной тектонической структуры и частично оказались сорванными со своего океанического основания, внося тем самым дополнительный осложняющий элемент в картину тектонической расслоенности океанической коры рассматриваемого района.

Именно для разлома Романш впервые была установлена резкая асимметрия в распределении различных типов пород в бортах разломного ущелья: глубинные породы встречаются здесь на любом гипсометрическом уровне, в том числе и в самых верхних частях [113]. Наши детальные исследования в районе восточного сочленения рифт-разлом полностью подтвердили это положение [66, 70].

К сожалению, почти ничего не известно о глубинной структуре разлома Романш. Несмотря на большой объем профилей МОВ ОГТ, выполненных итальянскими исследователями в 13-м, 16-м и 18-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов", в настоящее время основная их масса не обработана, кроме отдельных фрагментов, рассмотренных выше. Имеющиеся же на этот счет публикации не позволяют составить даже общих представлений о глубинном строении района [38].

В истории развития разлома Романш устанавливаются эпизоды сменявших друг друга режимов интенсивного горизонтального сжатия и растяжения, которые вполне могли привести к тектоническому расслоению литосферы, реализовавшемуся в выводе глубинных литопластин к поверхности дна. По мнению Э.Бонатти, динамический режим в зоне разлома определялся и определяется изменениями геометрии системы рифт-разлом и непрямолинейностью ее генерального простирания. По данным спутниковой альтиметрии и съемки сонаром бокового обзора широтное простирание в его западной части меняется на западно-западное-восток-северо-восточное в восточной части. Это изменение происходит достаточно резко в районе $19^{\circ}20'$ з.д. Благодаря этому протяженный отрезок северного трансверсивного хребта в восточной части разлома оказался в обстановке сжатия [119, 116]. В результате произошло поднятие трансверсивного хребта на аномально высокий уровень.

По другой модели в районе восточного сочленения рифт-разлом древняя холодная и мощная литосфера взаимодействует с расположенной напротив нее молодой горячей и тонкой. В результате сжатия в верхней части древней литосферы возникли надвиги, структурным проявлением которых могут быть обнаруженные во многих районах Атлантики, в том числе и в рассмотренных выше, наклонные отражающие горизонты в океанической коре, выявленные многоканальным сейсмопрофилированием [116]. В предложенной схеме воздымание трансверсивного хребта обусловлено надвигообразованием, в процессе которого глубинные образования оказываются выведенными в верхние части коры. Таким образом, и в данном случае речь должна идти о тектонической расслоенности литосферы.

В заключение данного раздела, касающегося тектонической расслоенности литосферы в зонах поперечных разломов и в межразломных участках в пределах САХ, приведем еще два примера.

На временном разрезе всего 700-километрового профиля МОВ-ГСП, пересекающего разлом Кейн в его западной, "неактивной", части, и еще два разлома без названий к северу от него, выделяются многочисленные наклонные рефлек-

торы, выходящие вниз и примыкающие к поверхности М по касательной, иногда пересекая эту поверхность и продолжаясь в верхи мантии. Они наклонены в северном и южном направлениях, совпадая с поверхностями сбросов и прослеживаются начиная со ступеней в рельефе фундамента. Последнее обстоятельство позволило уверенно интерпретировать их в качестве тектонических нарушений. Исключительно сложный характер структуры обусловлен сочетанием обстановок растяжения и сжатия, приведшим к сильной раздробленности коры [17].

Непосредственно к северу от Исландии, под хребтом Кольбейнсей, являющимся продолжением САХ, в районе зоны разлома Тьеорнес, сейсмическим профилированием в коре выявлено большое количество полого наклоненных в восточном и западном направлениях и субгоризонтальных отражающих горизонтов, интерпретируемых в качестве пологих разрывных нарушений, прослеживающихся до глубин 13 км под дном. Аналогичная картина имеет место и под юго-западной частью Исландии [17].

Рассмотренные выше примеры касались тектонической расслоенности коры и верхов мантии сводовой части САХ. Высокая степень такой расслоенности характерна и для его фланговых частей, где структуры хребта граничат со смежными глубоководными котловинами. Обособляющиеся здесь зоны краевых дислокаций шириной до 400 км выделяются интенсивной раздробленностью рельефа дна и акустического фундамента, складчатыми деформациями осадочного чехла в "карманах" фундамента, изменениями характера основных геофизических полей. Формирование этих своеобразных поясов сжатия связывается с гравитационным соскальзыванием коровых чешуй со склонов САХ и соответственно с тектоническим расслоением литосферы [53].

Структуры тектонического сжатия закартированы на западном фланге САХ, сопряженном с Бразильской котловиной [62]. Сейсмические профили обнаруживают здесь обширные зоны тектонического дробления и интенсивных деформаций океанической коры с движением масс в восточном направлении. Расстояние между отдельными блоками и литопластинами составляет 1–10 км, а углы наклона взбросо-надвигов варьируют в пределах 10–45°.

Широкое применение многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, в том числе его модификации в виде широкоугольного сейсмопрофилирования, выявило тектонические деформации океанической коры практически во всех глубоководных котловинах Атлантики.

Особенно наглядно тектоническое расслоение проявлено на профилях в *котловине Гаттераса*, в районе пересекающего ее разлома Блэк Спур, к юго-западу от Бермудских островов. Здесь уже давно в нижней части 3-го слоя обособлялся протяженный отражающий горизонт, получивший в литературе название "горизонт R" [133, 158]. Наличие подобных сейсмических границ предусматривало вертикальную расслоенность океанической коры более высокого порядка по сравнению с общепринятой слоистой моделью. Переинтерпретация этих материалов с применением операции миграции временного разреза выявила в коре большое количество протяженных (15–20 км) субгоризонтальных и полого наклоненных на восток, в сторону оси САХ, отражающих горизонтов как в верхней, так и в нижней частях корового разреза [148]. Часть этих горизонтов раслаивает всю кору, вплоть до границы М (рис. 39). Совершенно естественно интерпретировать эти горизонты в качестве надвигов [76], хотя Мак Карти с соавторами почему-то считали их нормальными сбросами, сформировавшимися в процессе спрединга в оси САХ, а часть из них связывали с магматической расслоенностью в низах коры. Серия таких надвигов, на наш взгляд,

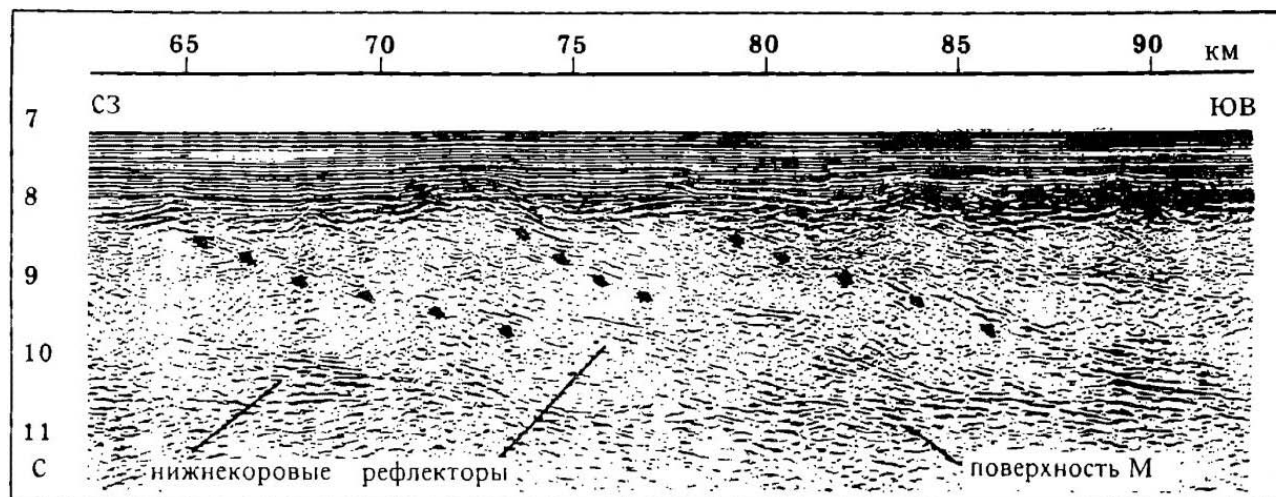


Рис. 39. Фрагмент профиля ШГСП NAT-15 в котловине Гаттераса, по [148]
Точками показаны наклонные отражающие горизонты, интерпретируемые нами в качестве надвигов

Fig. 39. Portion of wide-aperture multichannel seismic reflection profile, line NAT-15 in the Gatteras basin, after [148]
inclined reflection horizons are shown by dots. We interpret them as thrust faults

прекрасно выражена на всем 750-километровом профиле NAT-15, пересекающем с северо-запада на юго-восток три разломные зоны – Западную, Блэк Спур и Восточную. Особенно примечательно, что их основная масса тяготеет к межразломным участкам. При этом граница М представляет собой не единичный отражающий горизонт, а целый пакет с временной мощностью до 1,5 с. Это важное обстоятельство, без сомнения, указывает на расслоенную природу раздела кора – мантия.

Позднее в районе профиля NAT-15 была выполнена серия профилей в двух-судовом варианте, параллельных и перпендикулярных САХ [178]. Было выделено несколько классов наклонных отражающих горизонтов (рис. 40), причем на профилях, параллельных хребту, горизонты, расслаивающие всю кору вплоть до границы М, уже идентифицировались в качестве надвигов. При этом авторы [178] совершенно обоснованно говорят о "новом сейсмическом имидже" океанической коры вообще. Позднее приблизительно тот же коллектив исследователей пришел к выводу о том, что наклонные отражающие горизонты в нижней коре также представляют собой разрывные нарушения и не связаны с магматической расслоенностью [153].

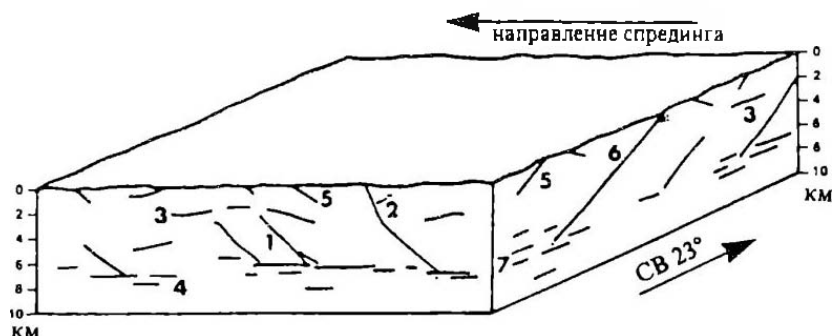


Рис. 40. Схематическая блок-диаграмма, иллюстрирующая инфраструктуру океанической коры и верхов мантии в котловине Гаттераса, по [178]

Fig 40. Sketch block-diagram showing inner structure of the oceanic crust and upper mantle in the Gatteras basin after [178]

Проведенные исследования в варианте широкоугольного сейсмопрофилирования дали ясное представление о скоростной структуре океанической коры в районе разлома Блэк Спур, и, соответственно, о глубинном строении этого участка котловины Гаттераса [151]. При этом выяснилось, что смежные с разломом участки сложены нормальной океанической корой: 1-й слой подстилается высокоградиентным 2-м слоем мощностью 2–3 км. Ниже фиксируется 3-й слой мощностью 4–5 км, подстилаемый границей М со скоростями около 8,0 км/с. Такая структура свойственна трансверсивным хребтам и части разломной долины. Аномальная кора обособляется только в центральной части разломной долины в полосе шириной 10–20 км. Здесь высокоградиентный слой мощностью до 4 км подстилается слоем со скоростями 7,2–7,4 км/с, предположительно состоящим из серпентинизированных перидотитов. Весьма важным моментом является отсутствие какой-либо корреляции выделенных сейсмических границ по скоростям продольных волн с обособляющимися на временных разрезах отражаю-

щими горизонтами. Судя по имеющимся материалам, в том числе и рассмотренным выше в различных районах САХ, это является общей закономерностью.

Таким образом, детально изученная многоканальным сейсмопрофилированием МОВ ОГТ и ШГСП котловина Гаттераса является прекрасным объектом, где наилучшим образом проявлена тектоническая расслоенность древней океанической коры Атлантики. К аналогичным выводам пришли недавно и российские исследователи, выделившие два типа наклонных границ в коре этого района [39]. Первый, по их мнению, фиксирует нижние части камер в многокамерных габброидных системах 3-го слоя, по которым в дальнейшем могут происходить тектонические движения. Второй слой представлен надвигами, сформировавшимися еще на ранних этапах существования океанической коры, в условиях локального сжатия, возникающего в трансформных разломах.

В Канарской котловине многоканальное сейсмопрофилирование выявило сложную инфраструктуру мезозойской океанической коры. На профилях, расходящихся веером от Канарских островов в субширотном, северо-западном и юго-западном направлениях, внутри корового разреза выделяется большое количество зон, состоящих из пакетов отражающих горизонтов, наклоненных на запад, северо-запад и юго-запад соответственно. Все эти горизонты рассматриваются в качестве сбросов, сформировавшихся в обстановке растяжения в процессе спрединга. Часть из них интерпретируется как глубинные срывы [98]. Наклонные отражающие горизонты в нижней части корового разреза, по мнению Э.Банда с соавторами, могут представлять собой фрагменты нижних частей магматических камер. Волновая картина на временных разрезах через Канарскую котловину практически идентична таковой в котловине Гаттераса. Дополнительным осложняющим эту картину фактором и без того сложной внутренней структуры океанической коры в данном случае является большое количество разломов в районе исследований: в полосе от 31 до 25° с.ш., где располагаются профили, их насчитывается порядка 15. Каждый из трех профилей пересекает от трех до восьми разломных структур.

В полосе Канаро-Багамского геотраверса на профиле МОВ ОГТ, протягиваемом по меридиану 26° з.д. от 24°27' до 25°05' с.ш. полого наклоненные на юг отражающие горизонты расслаивают всю консолидированную кору от поверхности акустического фундамента до границы М [14]. Выделяющиеся на профилях наклонные отражающие горизонты, без сомнения, являются структурным выражением тектонической расслоенности верхней части литосферы.

На трансатлантическом профиле МОВ ОГТ, проходящем в полосе Анголо-Бразильского геотраверса по 12° ю.ш. на участке между 28 и 29° з.д. в центральной части **Бразильской котловины** на временных разрезах отчетливо обособляются очень протяженные (до 80 км), полого наклоненные на восток отражающие горизонты, секущие кору на всю ее мощность [80]. Если эти горизонты представляют собой надвиги, разделяющие отдельные чешуи в пакете тектонических пластин, тогда становится понятным нахождение на склонах абиссальных холмов на дне Бразильской котловины ультрабазитов и габброидов – глубинные породы 3-го слоя и верхов мантии были выведены к поверхности дна именно по этим надвигам. Большая протяженность этих нарушений, угол наклона, не превышающий первых градусов, исключают их трактовку в качестве листрических сбросов, сформировавшихся первоначально в бортах рифтовой долины и выполненных в результате вращения блоков коры в процессе спрединга.

Элементы тектонической расслоенности, вероятно, имеют место и в верхней мантии рассмотренного района: в западной части Бразильской котловины ниже границы М на временных разрезах в интервале 10-10,5 с выделяются отражающие горизонты М1 и М2.

Наши выводы о тектонической расслоенности океанической коры Бразильской котловины подтвердились при анализе сейсмических профилей, выполненных по программе исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе [62]. Было выяснено, что структурный стиль фундамента котловины вне зон трансформных разломов определяется системой разрывных нарушений, обусловленной сжимающими напряжениями, направленными в сторону САХ, при этом области тектонического горошения и скупивания океанического фундамента занимают не менее 70% площади котловины.

Внутрикоровые отражающие горизонты в верхней и нижней частях океанической коры установлены в *Ангольской котловине*, в 550 км к западу от ангольского побережья, между 18 и 19° ю.ш. На временных разрезах здесь внутри 2-го слоя в 500–900 м ниже подошвы осадков выделяется отражающий горизонт длиной 10 км, полого наклоненный на запад. Внутри 3-го слоя на глубинах порядка 4 км от поверхности дна отчетливо дешифрируется протяженный (до 50 км) субгоризонтальный отражающий горизонт. Авторы [156], указывая на загадочность появления таких внутрикоровых горизонтов, ограничиваются лишь констатацией их принадлежности к коровому разрезу и условно считают более верхний из них границей раздела базальтов и дайкового комплекса. С позиций тектонической расслоенности эти горизонты следует рассматривать в качестве надвигов. Это положение подтверждает изучение тонкой структуры волнового поля океанической коры в той же котловине [62]. Здесь в верхней части 2-го слоя обнаружены мелкомасштабные аккреционные призмы, обусловленные процессами тектонического сжатия на ранней стадии раскрытия Атлантики. Линейные размеры блоков, разделенных взбросами и надвигами, наклоненных повсеместно в западном направлении, составляют 2–5 км [там же].

Деформации сжатия обнаружены в океанической коре *котловины Сьерра-Леоне* [62]. Здесь по особенностям морфологии и дислоцированности выделяются три типа деформаций. В северо-восточной части котловины фундамент деформирован в пологие ундуляции субмеридионального простирания с длиной волны 10–15 км. Второй тип картируется на участке, примыкающем к возвышенности Сьерра-Леоне, и характеризуется ярко выраженной чешуйчатой структурой 2-го слоя; поверхности надвигов, разделяющие чешуи, наклонены на восток. Третий тип деформаций представлен хорошо выраженными на сейсмической записи наклонными отражениями (с углами 15–20°), которые, судя по анализу скоростей, обусловлены реальными геологическими границами, интерпретируемыми в качестве надвигов. Последние расслаивают всю консолидированную кору вплоть до границы М и наклонены на северо-запад.

Под осадочным чехлом котловины, между разломными зонами Сан-Паулу и Романш, приблизительно в 400 км к западу от Африканского побережья и в 1600 км от оси САХ, в полосе шириной 50 км глубинным сейсмопрофилированием установлены полого наклоненные на северо-запад разрывы в океанической коре. Разломообразование имело место в позднем мелу после становления океанической коры и связано с внутриплитными деформациями растяжения [99].

В продолжение обзора тектонического скупивания и расслоенности коры Атлантического океана необходимо хотя бы кратко рассмотреть еще два района, где эти явления достоверно установлены прямыми геологическими наблюдениями.

Предполагавшаяся ранее покровно-чешуйчатая структура *хребта Горриндж*, расположенного в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов, подтверждена при погружениях подводного аппарата "Мир", а также сейсмопрофилированием МОВ ОГТ. Вывод глубинных литопластин в верхние горизонты коры объясняется с позиций двухъярусной тектоники плит, вклю-

чающей в себя и элементы тектонической расслоенности океанической литосферы [46].

Большой интерес представляют данные геологической съемки на *островах Зеленого Мыса* [50]. Эта структура развивалась на океанической коре, претерпевшей существенные изменения в ходе эволюции архипелага. Наиболее древние образования (верхняя юра) о-ва Маю представлены тектонизированными пиллоу-лавами базальтов и гиадокластитами толеитового состава (комплекс Баталью). Эти породы перекрыты верхнеюрскими – альбскими известняками и терригенно-карбонатными породами, сходными с пробуренными в скважинах глубоководного бурения (367, 368). Соответственно оба комплекса сопоставляются с 2-м и 1-м слоями океанической коры. На стадии формирования цоколя островов разрез надстраивался туфопесчаниками и туфоконгломератами альбы – сеномана, которые при формировании островных построек несогласно перекрывались эффузивными толщами среднемиоценового-четвертичного возраста. Мезозойские породы в миоцене были прорваны щелочным интрузивным комплексом. Верхнеюрско-альбские океанические образования претерпели неоднократные пликативные и дизъюнктивные деформации еще на океанической стадии и в настоящее время слагают на северо-востоке острова зону тектонических чешуй протяженностью до 8 км, наклоненных на интрузивные образования по надвигам, наклоненным на северо-восток.

В заключение обзора о тектонической расслоенности океанической коры Атлантики рассмотрим некоторые районы на ее периферии, в непосредственной близости от пассивных континентальных окраин.

Достаточно протяженные полого наклоненные на север отражающие горизонты в низах 3-го и в верхней части 2-го слоев океанической коры установлены по данным МОВ ОГТ в *Лофотенской котловине*, к северо-западу от побережья Северной Норвегии. Авторы [172] ограничиваются высказываниями о принадлежности этих горизонтов к океанической коре. По нашему мнению, и здесь можно с уверенностью говорить о тектонической расслоенности океанической коры.

Профиль МОВ ОГТ 88-1А пересекает континентальный склон к юго-востоку от п-ова Новая Шотландия и в своей юго-восточной части выходит в пределы мезозойской океанической коры Северо-Американской котловины [170]. Под мощной толщей осадков (не менее 7 км) здесь распространена океаническая кора среднеюрского возраста. На приведенном на рис. 41 фрагменте профиля выделяется не менее пяти блоков, по мнению авторов, разделенных поверхностями листрических сбросов, наклоненных на восток, в сторону оси САХ, под углом 45°. Эти сбросы рассекают консолидированную кору от поверхности фундамента до глубин порядка 4 км, т.е. на 2/3 мощности коры, если принять значение скорости продольных сейсмических волн для второго слоя 5,3 км/с. Наиболее примечательной чертой этого профиля является серия наклоненных на запад отражающих площадок внутри блоков, падение которых меняется от 10° у поверхности фундамента до 40° в основании блоков. Под последними, ограниченными вогнутыми поверхностями разломов, в отдельных местах прослеживаются четкие рефлекторы, вплоть до поверхности М, наклоненные под углом 30° в сторону САХ.

Другим неожиданным моментом является факт проникновения разломов из консолидированной океанической коры более чем на 4 км в перекрывающие осадки, вплоть до слоев мелового возраста. Это указывает на то, что смещение по разломам не прекращалось в течение длительного (не менее 70 млн лет) времени после формирования "листрики" в оси спрединга. Более предпочтительна, по мнению авторов, другая версия: активизация разломов происходила под воз-

действием литостатической нагрузки накапливающихся осадков в процессе их консолидации. В любом случае полого наклоненные на восток разломы оставались активными в течение длительного времени. По мнению авторов, формирование этих разломов происходило в условиях дефицита бюджета магмы, когда спрединг реализовывался в образовании наклоненных в сторону рифта глубинных срывов, по которым глубинные породы могли быть выведены в верхние горизонты.

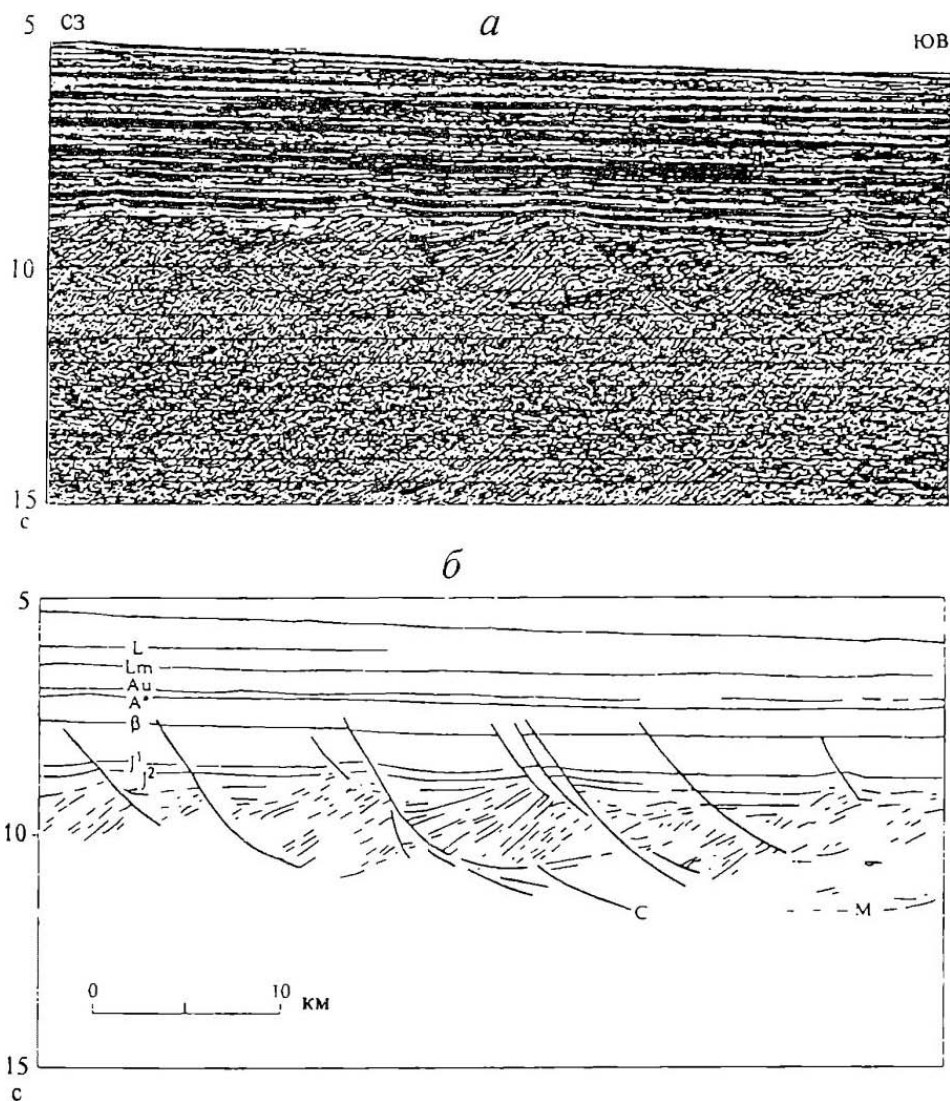


Рис. 41. Фрагмент профиля МОВ ОГТ 88/1А (а) и его интерпретация (б), по [170]

Fig. 41. Portion of multichannel seismic reflection profile, line 88-1A (a) and its interpretation (b), according to [170]

Аргументы авторов исследования в пользу литрического происхождения закартированных тектонических блоков океанической коры очень убедительны. Но так или иначе в конечном результате мы имеем хорошо выраженную чешуйчато-надвиговую структуру океанической коры, реализовавшуюся в результате тектонического расслаивания литосферы.

Таким образом, огромную роль в расшифровке внутренней структуры океанической коры играют исследования методами многоканального сейсмического профилирования отраженными волнами. По опыту аналогичных исследований в пределах континентов по программе COCORP именно надвиги оказались прекрасными маркерами в структуре земной коры. Это объясняется тем, что они характеризуются небольшими падениями и достаточно высокими контрастами акустических импедансов на плоскостях разломов [20].

Наряду с тектонической расслоенностью океанической коры и верхней мантии в зонах поперечных разломов Центральной Атлантики и частично в пределах межразломных участков, реализовавшейся в результате горизонтальных перемещений коровых и мантийных масс, большую роль в формировании современной структуры играли интенсивные вертикальные перемещения. Последние устанавливаются по целому ряду признаков, в том числе и прямых геологических. Речь идет в первую очередь о трансверсивных хребтах, обрамляющих разломные долины. Вершинные части этих грандиозных структур в настоящее время располагаются на глубинах нередко 1000 м и менее. Для многих из них устанавливается расположение вблизи уровня моря в относительно недавнем геологическом прошлом.

Надводные условия реконструируются для горы Пейве (см. гл. 1), расположенной вблизи сочленения разлома Вернадского с северным сегментом рифтовой долины. Здесь в верхней части склона на глубинах около 1000 м были обнаружены окатанные валуны габброидов, покрытые десквамационными корочками, что свидетельствует об их длительном нахождении в прибрежной зоне волновой абразии, где они подвергались наземному выветриванию. Самую верхнюю часть склона слагают фораминиферовые известняки, насыщенные теми же самыми десквамационными корками и раковинами двустворок явно мелководного происхождения.

Анализ осадочного материала со склонов различных морфоструктур в зонах разломов Архангельского и Долдрамс позволяет сделать выводы о том, что отдельные участки трансверсивных и медианных хребтов ранее выступали выше уровня моря. В раннем-среднем плиоцене (3–5 млн лет назад) этап высокого стояния сменился погружением с амплитудой 1000–2500 м.

Интенсивные вертикальные движения находят свое отражение и в деформациях осадков I-го слоя. Так, осадочный чехол в долине разлома Архангельского состоит из трех сейсмоакустических толщ. Нижняя (800 м) представлена тонкослоистой недеформированной толщей, образующей пологую синформу. Она согласно перекрывается акустически прозрачной деформированной толщей (250 м). Верхняя горизонтально слоистая толща (около 100 м) перекрывает среднюю с угловым несогласием. Наличие последнего может свидетельствовать о перерыве в осадконакоплении и о возможных тектонических движениях в это время. Можно предположить, что перерыв в осадконакоплении соответствует ранне-среднеплиоценовому времени начала опускания ряда морфоструктур в рассматриваемом районе. Природа несогласия не может быть определена однозначно, однако до времени его образования происходило внедрение крупных диапировых масс невыясненного состава, которые установлены вдоль всего простираения долины разлома Долдрамс. Рассмотренные деформации осадочного чехла могут быть связаны с воздействием этих диапиров. Их внедрение не прекратилось и до

настоящего времени, о чем свидетельствуют данные непрерывного сейсмического профилирования [84].

В зоне разлома Вима протяженный трансверсивный хребет обрамляет разломную долину с юга. Самый мелководный участок (< 500 м) располагается за пределами активной части разлома, приблизительно в 80 км к западу от зоны сочленения разлома Вима с северным сегментом рифтовой долины (см. выше). Глубины над хребтом здесь более чем в 3 раза меньше предсказанных моделью термальной контракции. Этот хребет по данным драгирования и погружений подводных аппаратов представляет собой поднятые блоки океанической литосферы, сложенные перидотитами, габброидами, долеритами и базальтами. Причем, так же как во многих других разломах Атлантики, глубинные образования нередко выведены к поверхности дна.

В вершинной части хребта в пределах упомянутого мелководного участка обнаружены мелководные известняки с остатками фораминифер, гастропод, зеленых водорослей и капролитов крабов. Последние предположительно мезозойского возраста. Столь древний возраст пород в непосредственной близости от рифта дал основание Э.Бонатти для обособления здесь неспредингового блока [112]. Размеры и форма блока, так же как и его древний возраст, весьма проблематичны, но, поскольку такие находки имели место, о них необходимо было упомянуть.

Мощность карбонатного разреза по данным сейсмопрофилирования МОВ ОГТ составляет 500 м [115]. Эти горизонтально-слоистые карбонатные отложения залегают, как уже отмечалось, на образованиях океанической коры.

Проведенный комплекс исследований позволил реконструировать геологическую историю данного района. Вершина южного трансверсивного хребта располагалась вблизи уровня моря приблизительно 3 млн лет тому назад (средний плиоцен) и с тех пор погрузилась на современные глубины со скоростью, на порядок превышающей предсказанную моделью термальной контракции. 500-метровая толща мелководных известняков сформировалась на выровненной в субазальных условиях поверхности трансверсивного хребта в процессе погружения.

С аналогичной ситуацией мы имеем дело и в зоне крупнейшего трансформного разлома Романш. Северный трансверсивный хребет разлома – наиболее грандиозная структура такого рода, прослеженная на расстоянии более 700 км [100]. 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. Этот аномальный район протяженностью более 100 км располагается между 16 и 17° з.д., непосредственно напротив зоны сочленения разлома с южным сегментом рифта. Отдельные плосковершинные участки трансверсивного хребта по данным многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ здесь покрыты акустически прозрачными, слабостратифицированными образованиями мощностью до первых сотен метров [115]. По данным драгирования, эти образования представлены фосфатизированными оолитовыми биогенными известняками, содержащими бентосные фораминиферы, кораллы, остатки морских ежей, гастропод и известковых водорослей, сформировавшихся на мелководных банках около 5 млн лет тому назад, на границе миоцен – плиоцен [119].

Эти данные были дополнены нами драгированным здесь же хорошо окатанным галечным базальтовым материалом [66]. Было также установлено, что в вершинной части хребта свежие базальты ассоциируют с интенсивно тектонизированными габброидами. Это позволило предположить участие в становлении

трансверсивного хребта не только тектонических, но и вулканических процессов.

Суммируя полученные нами данные с результатами предыдущих исследований, можно дать следующую схему геологической истории северного трансверсивного хребта разломной зоны Романш: воздымание океанического дна в интервале 10–5 млн лет назад, характеризующееся контрастными вертикальными движениями отдельных блоков океанической коры, сопровождаемое глубинными срывами и выведением глубинных пород в верхние горизонты коры в результате как вертикальных, так и горизонтальных перемещений сорванных блоков; вулканическая деятельность, продуцирующая базальты, заложившаяся на сложнопостроенном, тектонизированном меланократовом основании и происходящая на фоне воздымания; высокое стояние 5 млн лет тому назад и последующее медленное опускание, в ходе которого на участках, расположенных вблизи уровня моря, накапливался абразионный материал и формировались органогенные постройки типа коралловых рифов; быстрое опускание с амплитудой около 1000 м.

Таким образом, на рубеже 3-5 млн лет тому назад в северной части приэкваториальной Атлантики существовала серия островов, представляющих поднятые до уровня моря фрагменты трансверсивных хребтов разломных зон. Современным аналогом подобных фрагментов являются скалы Св.Петра и Павла в зоне разломов Сан-Паулу. Наличие таких высокоподнятых структур имело огромное значение для циркуляции холодных вод между северной и южной Атлантикой, определяющей в конечном счете уровень карбонатной компенсации, а также для транспортировки терригенного материала и миграции фауны после отделения Африки от Южной Америки [116]

Общие замечания

По своей генеральной структуре зоны поперечных разломов Атлантики представляют собой сочетание грабенов (долины разломов) с линейными положительными формами рельефа (трансверсивные хребты), обрамляющими эти долины. Анализ материалов о поверхностном и глубинном строении океанических разломных зон уже давно привел некоторых исследователей к справедливому выводу о важной роли в формировании этих структур напряжений растяжения, ориентированного перпендикулярно простиранию разломных зон (параллельно оси срединно-океанического хребта) [44]. Сопоставление структуры и простираний разломных зон в пределах срединно-океанических хребтов хорошо согласуются с предположениями о преобладающем растяжении в формировании разломов [4]. Грабенообразная форма долин разломов, нередко с крутыми бортами и узким ущельем в осевой части, разуплотнение мантийного вещества по оси разломов, высокий тепловой поток свидетельствуют в пользу подобных выводов.

В последние годы появились и прямые доказательства растяжения литосферы под этими структурами. Детальные полевые наблюдения в зоне разлома Тьорнес, выходящей на поверхность в Северной Исландии, выявили внутри нее многочисленные структуры растяжения (сбросы, мелкие грабены, рои базальтовых даек), ориентированные в соответствии с простиранием разлома и указывающие на значительное растяжение поперек этой структуры, параллельно оси САХ [134].

Растяжение установлено под долиной разлома Кейн. Фокальные механизмы микроземлетрясений нормально-сбросового типа указывают на растяжение, ориентированное перпендикулярно простиранию разлома, при этом оси наименьшего сжимающего стресса занимают положение, близкое к горизонтальному [181]. Эпицентры землетрясений приурочены к основанию крутого южного борта разломной долины. В его верхней части закартированы многочисленные сбросы, круто наклоненные в сторону оси разломной долины.¹ Указанные землетрясения отражают активность этих сбросов до глубин 6–9 км под дном (рис. 42).

Устанавливаются недавние эпизоды растяжения и под разломом Зеленого Мыса [163].

Если в пределах трансверсивных хребтов действительно широко распространены явления тектонического скупивания коровых и мантийных масс, тогда логично это скупивание связать с компенсационным сжатием: раздвиг и утонение коры под долинами разломов сопровождаются надвигообразованием в трансверсивных хребтах, с формированием структур типа обдуктивных [79].

Этот вывод находит свое подтверждение при изучении полей напряжений в океанической литосфере с использованием фокальных механизмов очагов крупных землетрясений, приуроченных к трансверсивным хребтам и к межразломным пространствам. Так, в активной части разлома Марафон, в пределах южного трансверсивного хребта, отмечено землетрясение с надвиговым механизмом [182] (рис. 43).

В зоне разломов Сан-Паулу, в районе скал Св. Петра и Павла, венчающих трансверсивные хребты, зафиксированы землетрясения со взбросовым механизмом, при этом оси горизонтального сжимающего напряжения ориентированы перпендикулярно простиранию разлома [182].

¹ Такой стиль тектоники вообще типичен для зон поперечных разломов Атлантики.

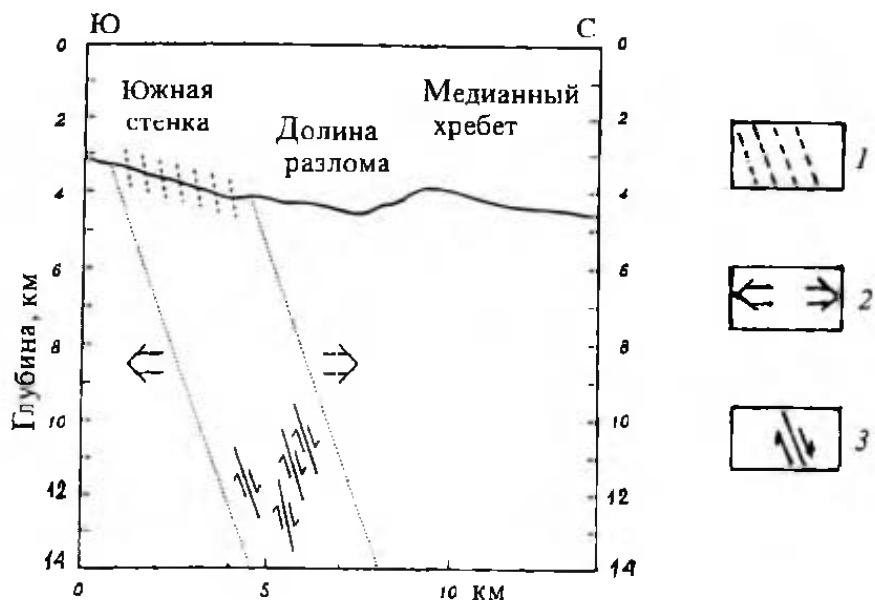


Рис. 42. Зона растяжения под долиной разлома Кейн, по [181]

1 - серия сбросов на южной стенке разломной долины; 2 - направление растяжения; 3 - нормальные сбросы по фокальным механизмам очагов микроземлетрясений

Fig. 42. Extension zone under Kane fracture zone valley after [181]

1 - normal faults on the southern wall of the fracture valley; 2 - extensional direction; 3 - normal fault focal mechanisms of microearthquakes

Два землетрясения с надвиговыми механизмами, эпицентры которых располагаются явно в пределах межразломных участков, отмечены в восточной части Гвинейского залива в районе продолжений разломных зон Сан-Паулу и Романш и в 350 км юго-западнее Бермудских островов, в районе рассмотренной выше котловины Гаттераса, где на сейсмических разрезах прекрасно выражена тектоническая расслоенность (см. рис.43). Нодальные плоскости обоих землетрясений ориентированы параллельно простираению разломов, а оси сжимающих напряжений – перпендикулярно. При этом подчеркивается, что оба эти события коррелируются с нарушенной литосферой и не являются индикаторами регионального стресса [101].

Землетрясения с механизмами взбросового и надвигового типов часто приурочены к зонам сочленения разломов с сегментами рифтовой долины [129]. Именно для этих участков особенно характерно, как показано выше, тектоническое скучивание глубинных и близповерхностных масс.

Исключительно важную информацию о напряженном состоянии океанских недр составляют скважинные измерения. Единственная такая скважина в Атлантике 395А, расположенная несколько южнее разлома Кейн и пробуренная специально на участке вне разломных зон в молодой коре с возрастом 7,3 млн лет, показала существование в базальтах необычайно высоких сжимающих напряжений более 100 МПа на глубине всего 500 м под дном [152]. При этом азимут максимального сжимающего стресса ориентирован перпендикулярно оси САХ. Чтобы представить себе, насколько велики такие напряжения, достаточно при-

вести данные оценки стресса в 50–100 МПа в подошве офиолитовых аллохтонов Ньюфаундленда или 120 МПа в краевых милонитовых зонах массива Ланцо [121, 131].

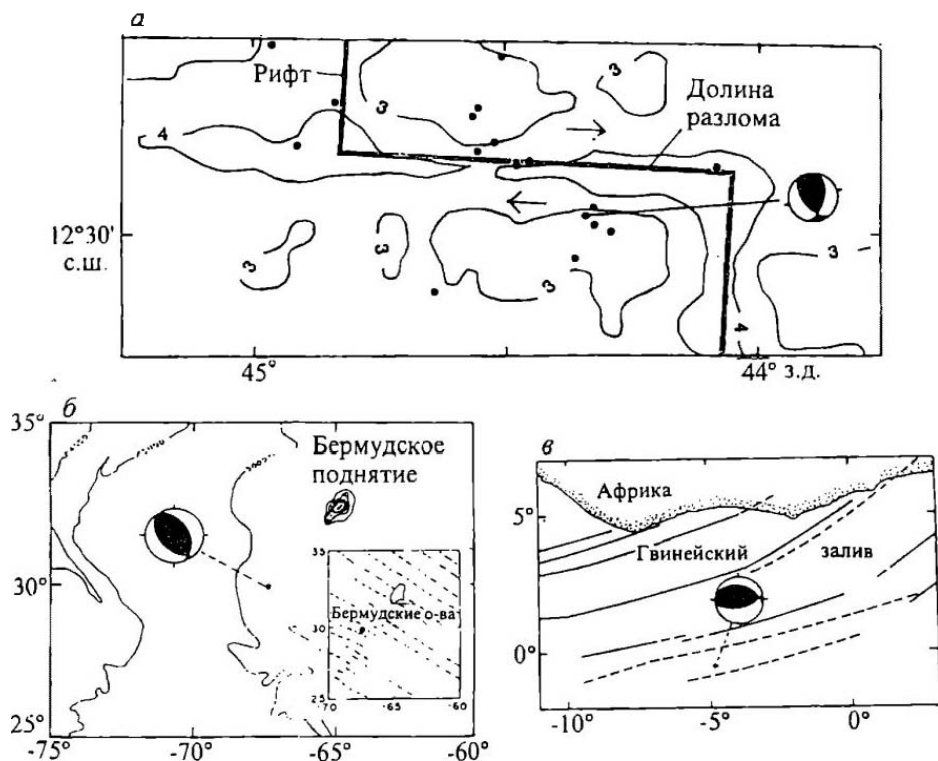


Рис. 43. Фокальные механизмы очагов землетрясений надвигового типа в районе южного трансверсивного хребта разлома Марафон (а) (по [182]), в котловине Гаттераса (б) и в Гвинейском заливе (в) (по [101])

Fig. 43 Thrust-faulting focal mechanisms of earthquakes in the area of the south transverse ridge of the Marathon fracture zone (a), after [182], in the Gatteras basin (b), and in Guinea Basin (c), after [101]

Эти результаты находятся в хорошем соответствии с фокальными механизмами землетрясений надвигового и взбросового типов в молодой литосфере с возрастом менее 35 млн лет, к которой тяготеет большинство внутриплитных землетрясений [180]. При этом надвигообразование ограничивается глубинами до 10 км под дном [101].

В литосфере же древнее 35 млн лет процессы надвигообразования имеют место в пределах всего интервала сейсмически активных глубин, т.е. до 45 км. Вообще все крупные землетрясения в древней литосфере характеризуются исключительно надвиговыми или сдвиговыми механизмами очагов. Естественно, это указывает на доминирующее горизонтальное сжатие во внутриплитном поле напряжений.

На рис. 44 хорошо видно, что древняя литосфера характеризуется исключительно надвиговыми и сдвиговыми фокальными механизмами очагов землетря-

сений. В молодой литосфере большинство землетрясений также имеют механизмы надвигов и сдвигов [180].

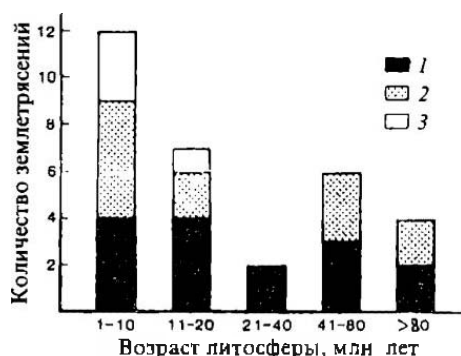


Рис. 44. Типы фокальных механизмов очагов землетрясений в океанической литосфере различного возраста, по [180]

1 - надвиги; 2 - сдвиги; 3 - нормальные сбросы

Fig. 44. Type of faulting found in intraplate earthquakes as a function of lithospheric age, after [180]

1 - thrusts; 2 - strike-sleeps; 3 - normal faults

Изучение фокальных механизмов землетрясений в молодой литосфере показало, что в очагах с нормально-сбросовым механизмом оси растяжения ориентированы косо по отношению к направлению спрединга и не указывают на растяжение в этом направлении. Оси же сжатия в очагах с надвиговыми механизмами показывают лишь небольшую преобладающую ориентацию в направлении спрединга [180]. Однако оси сжатия "надвиговых" землетрясений в литосфере моложе 9 млн лет вообще не проявляют никакой корреляции с направлением спрединга, откуда следует, что силы расталкивания хребта (ridge push) весьма незначительны вблизи его оси. Все эти наблюдения позволяют говорить о концентрации растягивающих напряжений лишь в очень узкой осевой зоне хребта [там же].

По измерениям напряженного состояния пород *in situ* в базальтах и других массивных образованиях Исландии растяжение в горизонтальном направлении было зафиксировано только в зоне шириной всего 2,5 км в северной части Центрального грабена. К западу и к востоку от нее обнаружены уже сжимающие напряжения, ориентированные перпендикулярно к зияющим трещинам, связанным с процессом спрединга [42].

Имеются работы, в которых деформации сжатия предполагаются даже в осях спрединга [159]. При этом отмечается, что фокальные механизмы землетрясений в рифтовых зонах, указывающие на сжатие, крайне редки. И все же инверсионная тектоника здесь проявляется в закрытии гьар и трещин, обычных для зон спрединга. Закрытие таких трещин, наблюдаемое в Исландии, свидетельствует о значительном укорочении литосферы, а следовательно, и об имевших место эпизодах сжатия [там же]. Горизонтальные сжимающие напряжения в рифтовых зонах могут быть обусловлены насыщением магматическими расплавами раздробленной коры. Возникающие при этом поперечные по отношению к оси рифта трещины и приуроченные к ним рои даек, развитие антиклинальных складок

между параллельными рифтами, как это имеет место в Исландии, являются следствием латерального стресса [104].

Таким образом, сейсмологические данные показывают, что практически вся область Атлантики, кроме узких рифтовых зон и, как мы полагаем, троговых долин поперечных (трансформных) разломов, в настоящее время охвачена сжимающими горизонтальными напряжениями. Можно думать, что такое поле напряжений, особенно в тех районах, где имеет место сгущение разломных зон, формируется в результате сложения векторов растяжения в различно ориентированных сегментах рифтовой зоны и в зонах поперечных разломов. При этом оси сжимающих напряжений должны быть ориентированы под тем или иным углом к направлению спрединга. Именно такая картина отмечается в расположении осей сжатия землетрясений с надвиговыми механизмами очагов [180].

С развитием техники геолого-геофизических исследований, включая в первую очередь гравиметрическую съемку с использованием данных спутниковой альтиметрии, а также батиметрическую съемку дна океана при помощи сонаров бокового обзора и многолучевых эхолотов, количество разломов на дне океана постоянно растет. Так, на новой карте разломов дна Атлантического океана в центральном районе Атлантики от экватора до 15° с.ш. их выделено уже не менее 20 [154]. Легко подсчитать, что средний "шаг" разломов в этой области составляет всего 45-50 км.

Другой вариант карты разломов северной половины Атлантики, построенный с использованием всех известных в настоящее время батиметрических материалов и без давления существующих парадигм, дает приблизительно такую же плотность разломов в указанной полосе [175].

Вообще в последнее время было выяснено, что в среднем поперечные разломы в глобальной системе срединно-океанических хребтов отстоят друг от друга на расстоянии 50-80 км [36]. При этом протяженность разломных депрессий в САХ втрое больше, чем в Индийском и на порядок больше, чем в Тихом океане [4]. Такие различия нельзя объяснить только большей степенью изученности разломов Атлантического океана. Большая плотность разломов связана с особенностями развития САХ как активной структуры, блоковое строение которой в равной степени зависит от рифтогенеза и разломной тектоники [там же].

С другой стороны, в последние годы стало ясно, что практически все зоны поперечных разломов, независимо от амплитуды смещения по ним сегментов рифтовой долины, подстилаются корой, аномальной по сравнению с так называемой нормальной океанической. По этому вопросу существует обширная литература, поэтому сошлемся на обобщающую работу известных американских геофизиков [179].

"Аномальная" кора зон поперечных разломов характеризуется прежде всего резко уменьшенной мощностью по сравнению с "нормальной" океанической корой. Верхнемантийные скорости продольных сейсмических волн на отдельных участках разломов, чаще всего в улах пересечения с рифтами, фиксируются на глубинах всего 2-3 км, а иногда и менее. Самая тонкая кора приурочена, за редкими исключениями, к центральной, наиболее глубокой, части разломных долин. Кроме того, скоростная структура в зонах разломов отличается аномально низкими скоростями, особенно в верхней части разреза, относительно высоким скоростным градиентом и отсутствием преломляющих горизонтов, типичных для 3-го геофизического слоя. Очень существенно, что установлено постепенное утонение коры при приближении к конкретному разлому в зонах шириной до нескольких десятков километров.

Поскольку в северной приэкваториальной Атлантике (и не только в ней) разломы располагаются приблизительно через каждые несколько десятков кило-

метров по простиранию САХ, а кора под ними и в их окрестностях аномальная, то данный факт является главной причиной существования здесь тектонических неоднородностей в глобальном масштабе. Если же ширина зон аномальной коры, подстилающей разломные долины, и утоненной, а стало быть также аномальной, прослеживающейся к северу и к югу от них, сопоставима с расстояниями между разломами (а именно в такой ситуации оказывается вся северная часть прикваториальной Атлантики), то нормальная кора здесь должна отсутствовать вовсе.

Если добавить к сказанному установленные нами элементы тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии практически во всех структурных зонах Атлантики – от центральных частей САХ до его периферии, то мы должны прийти к парадоксальному на первый взгляд выводу: нормальная океаническая кора не только в северной прикваториальной части, но и вообще в Атлантическом океане практически отсутствует. Но это не значит, что ее там нет вовсе. Наличие таковой можно было бы предположить в той его части, где поперечные разломы отсутствуют – это полоса между Азоро-Гибралтарской зоной на юге и разломом Чарли-Гиббс на севере. И прямые указания на это имеются.

В хребте Палмер (в системе трога Кинг) в Северной Атлантике обнаружен почти полный разрез океанической коры: низы разреза сложены габбро, выше располагается "слой" параллельных даек (1,5 км), верхнюю часть разреза составляют базальты (300 м), перекрытые известняками раннезоценового возраста [31]. Этот блок "нормальной" коры находится в резком контрасте с блоком, изученным драгированием в 15 км к западу, где почти весь разрез хребта сложен ультрабазитами и габбро-амфиболитами. Налицо резкая изменчивость океанической коры по простиранию хребта Палмер. Авторы пришли к выводу о том, что кора в районе исследований состоит из серии субвертикальных блоков, сложенных либо нормальным разрезом от габбро до базальтов, либо аномальным, образованным гипербазитами и метагабброидами. Ширина отдельных блоков составляет 4–10 км.

Известны фрагменты ненарушенных разрезов и среди изученных нами разломов. В восточной части межрифтового отрезка разлома Чейн, расположенного непосредственно к югу от разлома Романш, на его южном борту, ступенчатым драгированием выявлена упорядоченность различных типов пород в вертикальном сечении. Снизу вверх по склону ультрабазиты сменялись габброидами, а затем базальтами. Данная последовательность соответствует представлениям о нормальном разрезе океанической коры [66]. Однако уже в западной части активного отрезка разлома Чейн картина совершенно иная – нормальный разрез здесь отсутствует.

Другой из известных примеров – выявленный при погружениях "Наутилуса" участок в восточной части межрифтового отрезка разлома Вима. Здесь был закартирован фрагмент ненарушенного разреза океанической коры на южном борту разломной долины: тектонизированные ультрабазиты сменялись Fe-Ti - габбро (600 м), затем – породами дайкового комплекса (700–1000 м) и в верхах разреза – пиллоу-базальтами (800 м) [96]. При этом следует отметить, что фрагмент этот далеко не полный: контакт габброидов с ультрабазитами явно тектонический, из разреза выпадают нижние габбро, отсутствует полосчатый комплекс. Во всех остальных участках разлома, опробованных многими исследователями, начиная с Э. Бонатти [113], признаки подобных разрезов отсутствовали. Более того, разлом Вима приводится в литературе в качестве классического, в том смысле, что на его бортах имеет место резкая асимметрия в распределении различных типов пород.

Отсюда следует еще один очень важный вывод – само по себе понятие "нормальная океаническая кора" весьма условно. Так же как и кора тектонически расслоенная, она распространена далеко не повсеместно.

В последнее время накапливается все больше данных о широком распространении ультрабазитов и габбро непосредственно в рифтовой долине САХ, вне зон пересечения их поперечными разломами. На приведенной на рис. 45 схеме показаны такие участки, где ультрабазиты были драгированы, опробованы при погружении обитаемых аппаратов или разбурены скважинами глубоководного бурения [142]. Сква.670 вскрыла перидотиты в рифтовой долине приблизительно в 10 км к западу от неовулканической зоны; в скв. 334 серпентинизированные перидотиты и габбро перекрыты маломощными лавовыми потоками; в скв.558 и 560 ультрабазит-габбровые осадочные брекчии залегают непосредственно на ультрабазитовом фундаменте. Некоторые скважины располагаются на значительном удалении от современной спрединговой оси, что само по себе предполагает весьма длительные процессы выведения глубинных пород в самые верхние части коры.

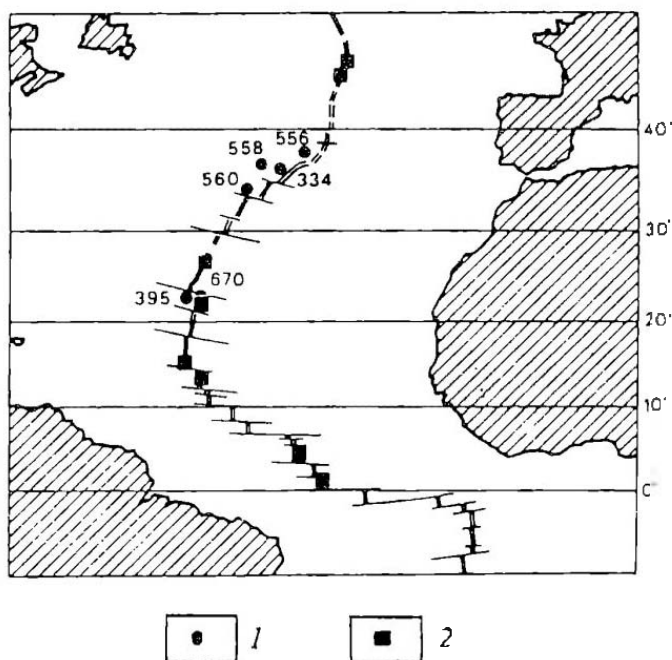


Рис. 45. Местоположение участков в осевой части САХ, где драгированы или вскрыты скважинами ультрабазиты, по [142]

1 - скважины; 2 - драгировки

Fig. 45. Location of the areas in the axial part of the MAR, where peridotites and gabbro are exposed or drilled, after [142]

1 - DSDP holes; 2 - dredges

Эта схема выглядела бы еще более насыщенно с учетом наших драгировок в рифтовых зонах непосредственно в узлах их пересечения с разломами Зеленого

Мыса, Марафон, Долдрамс, Вернадского, Романш и Чейн: ультрабазиты, габбро, амфиболиты и зеленые сланцы здесь нередко выведены в верхние горизонты коры. В некоторых случаях, например в зоне сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифта, базальты изливались непосредственно на ультрабазиты, причем не только "нулевые" [61].

В районе пересечения того же разлома с северным сегментом рифта недавно были выполнены два трансекта через рифтовую долину с серией из 15 погружений ПОА "Наутилус", на удалении от зоны сочленения соответственно на 15 и 30 км [125]. 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 сложенным (снизу вверх) габброидами, гарцбургитами и дунитами, днище рифта и основание обоих его бортов на более северном пересечении – базальтами (4600-4000 м); в верхних частях западных и восточных стенок были зафиксированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов. К сожалению, в обоих случаях авторы не указывают на характер контактов между различными типами пород. Однако такая информация имеется в районе восточного сочленения рифт–разлом: в основании западного борта рифта базальты приведены в соприкосновение с серпентинизированными ультрабазитами по мощной, полого наклоненной на восток тектонической зоне [125].

Многие исследователи, вслед за Дж.Карсоном [157], объясняют вывод глубинных образований на поверхность в осевой части САХ существованием под рифтовыми долинами пологих глубинных срывов (detachment fault), возникающих в процессе спрединга при растяжении коры в условиях дефицита бюджета магмы (амагматичное растяжение).

Таким образом, в данном случае речь может идти о широком распространении изначально "аномальной" коры в Центральной и Северной Атлантике и, в конечном счете, о ее тектонической расслоенности на самых ранних стадиях, реализовавшейся уже в обстановке растяжения.

Выводы

1. Все приведенные выше материалы убедительно свидетельствуют о широком распространении тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии северной части приэкваториальной Атлантики и Атлантического океана вообще. При этом тектоническая расслоенность имеет место как в пределах Срединно-Атлантического хребта и его флангов, так и в смежных глубоководных котловинах и в структурах периферических районов Атлантики. Сочетание достоверно установленных крупноамплитудных вертикальных перемещений с тектонической расслоенностью позволяет говорить об очень ограниченном распространении "нормальной" океанической коры.

2. Процесс тектонического расслоения литосферы, скорее всего, имел место на протяжении практически всей истории раскрытия Атлантики и протекал по-разному в различных районах.

Так, в Северо-Американской котловине, где распространена океаническая кора среднеюрского возраста, смещение по полого наклоненным на восток надвигам не прекращалось в течение длительного (не менее 70 млн лет) времени после ее формирования в осевой части срединно-океанического хребта. В большинстве же районов других глубоководных котловин деформации сжатия имели место на ранних стадиях образования океанической коры и после этого не возобновлялись.

В Восточной Атлантике, в архипелаге островов Зеленого Мыса, устанавливается неоднократное сжатие, вызвавшее тектоническое расслоение верхних горизонтов океанической коры: мезозойские океанические образования претерпели здесь пликативные и дизъюнктивные деформации еще на океанической стадии, а в постмиоценовое время произошел основной этап их тектонического сжатия уже в пределах островной постройки.

Но в целом тектоническое расслоение океанической коры свойственно в большей степени ее ранним стадиям развития.

3. Основная причина тектонической расслоенности океанической литосферы заключается в сложном взаимодействии зон растяжения (долины поперечных разломов и рифтовые зоны) и сжатия (трансверсивные хребты разломных зон и межразломные участки в целом). При этом основная часть литосферы оказывалась в обстановке интенсивного горизонтального сжатия, а оси наибольшего сжатия и растяжения занимали положение, близкое к горизонтальному. В такой ситуации на границе областей сжатия и растяжения могли образоваться сдвиги и трансформные разломы [42]. Сами по себе зоны растяжения под разломными долинами и рифтовыми зонами связаны с расклинивающим эффектом при внедрении мантийного материала [43].

4. Одним из своеобразных проявлений тектонической расслоенности океанической коры приэкваториальной части Атлантики является присутствие в осевой зоне САХ гравитационных покровов, образовавшихся на самых ранних стадиях раскрытия океана в раннемеловое время в пределах континентального склона. Фрагменты этих покровов переместились в свое современное положение при сдвиговых движениях по крупным экваториальным разломам Романш и Сан-Паулу, являясь в настоящее время составными частями этих разломных зон. При становлении современной структуры эти фрагменты оказались сорванными со своего океанического основания уже в процессе тектонического расслаивания в пределах трансверсивных хребтов.

Однако сказанным многообразием форм проявления тектонической расслоенности не исчерпывается. Так, в районе восточного сочленения рифта с разломом Романш описан процесс перескока рифта в восточном направлении [60]. Само по

себе это явление можно объяснить проскальзыванием верхних оболочек литосферы на уровне кора-мантия относительно стабильной глубинной зоны магмовыведения [91].

5. Масштабность тектонической расслоенности в океанической коре и в верхах мантии – яркое проявление нелинейности процесса становления литосферы Атлантики в целом. Взаимодействие зон растяжения и сжатия в конечном итоге обусловило формирование чрезвычайно сложного поля напряжений в коре с различной ориентацией осей горизонтальных сжимающих и растягивающих напряжений. Реализовавшаяся в этом поле тектоническая расслоенность верхней части литосферы определила случайное и неупорядоченное расположение отдельных ее элементов. Крупноамплитудные вертикальные перемещения отдельных участков трансверсивных хребтов, наличие в их пределах неспрединговых блоков в сочетании с тектонической расслоенностью привели к созданию сложной чешуйчато-блоковой структуры океанической коры, сильно отличающейся от простых слоистых моделей.

Глава 5. Рудогенез центральных сегментов Срединно-Атлантического хребта

Срединно-океанические хребты (СОХ) привлекают пристальное внимание исследователей в связи с их потенциальной гидротермальной рудоносностью. В настоящее время открыто около десяти рудных полей в СОХ, где фиксируется гидротермальная активность, сопровождаемая относительно крупными отложениями массивных полиметаллических сульфидов (предположительно $n \cdot 10^5$ т). Четыре таких поля обнаружены на Срединно-Атлантическом хребте (САХ), в северной его части в районах 15°, 23°, 26° и 29° с.ш. Рифтовые зоны СОХ обычно рассматриваются как важный источник поставки рудных элементов в их общем балансе в океане. Описаны многочисленные находки гидротермальной рудной минерализации и в коренных породах океанского дна.

На фоне этих открытий, сделанных сравнительно недавно (впервые около 20 лет назад), меньшее внимание стало уделяться железо-марганцевым окисным рудам, общие запасы которых на дне Мирового океана практически неисчислимы. Промышленная ценность их определяется, помимо марганца, рудными концентрациями ряда ценных металлов – Cu, Ni, Co и др., но суммарные содержания этих элементов обычно не превышают 2-3%. В то же время в полиметаллических сульфидах содержания Cu или Zn достигают иногда десятков процентов. Естественно, они и оказались более привлекательным сырьем для промышленного освоения. Впрочем, по мере накопления фактов оказалось, что далеко не все сульфидные отложения отличаются высокой ценностью, значительная часть наиболее крупных залежей представлена сульфидами железа [28]. Пока остается открытым вопрос о целесообразности их освоения, несмотря на то, что многие из открытых месторождений расположены в экономзонах государств Северной Америки.

Объектом наших исследований являются рифтовые сегменты САХ, где также весьма активно ведутся поиски рудоносных гидротерм и где недавно было открыто поле полиметаллических сульфидов вблизи 15° с.ш.

Здесь Атлантику пересекает разлом Зеленого Мыса, являющийся северным ограничением обширной приэкваториальной зоны САХ, где в нескольких рейсах НИС "Академик Николай Страхов" проводились геолого-геофизические исследования по проекту "Литос" (позже – по проекту "Глубинные геосферы"), в которых была собрана представительная коллекция железо-марганцевых отложений (ЖМО). Южная граница исследований проходит по разлому Чейн, примерно по 2° ю.ш. Наиболее полно охарактеризованы ЖМО разломных зон Зеленого Мыса и Романш, где проводились повторные экспедиции. Таким образом, материал, которым мы располагаем, получен из потенциально сульфидогенерирующих областей рифтовых сегментов САХ, разделенных крупными разломными зонами: Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Романш и Чейн. Этой области Атлантики присущи наиболее высокие амплитуды сдвиговых смещений сегментов рифтовых долин по разломам, достигающие максимума в экваториальной зоне.

Обычно все ЖМО рифтовых зон спрединговых хребтов априори рассматриваются как гидротермальные по отношению к источникам рудного вещества. Это отражено и на известных картах гидротермальной минерализации в Мировом океане [28, 166]. Однако известно, что практически все обнажения коренных пород на океанском дне покрыты ЖМО, даже когда они не имеют никакой связи

с районами эндогенной активности. Более того, рудные корки являются эталонным гидрогенным отложением (образованных из металлов морской воды) по отношению к железо-марганцевым конкрециям (ЖМК), генезис которых может быть как гидрогенным, так и диагенетическим, связанным с мобилизацией металлов из подстилающего осадка.

Основным критерием отличия гидрогенных корок от гидротермальных является их вещественный состав. Для гидротермальных корок обычны аномалии в отношениях Mn/Fe и резкое снижение содержаний сорбированных металлов. Впрочем, на наш взгляд, вещественный состав не столько отражает источник металлов, сколько условия отложения рудных корок, включающие такие показатели, как скорость отложения, физико-химические параметры среды (pH , Eh и др.), возможность растворения и регенерации отложений или частичного выщелачивания их под воздействием кислых гидротермальных флюидов. Такая вероятность существует в природе, но почему-то она не учитывается как реальность при обсуждении проблемы океанского рудогенеза.

В целом районы наших работ, расположенные в центральной части океана, весьма благоприятны для железо-марганцевого рудоотложения, поскольку максимально удалены от влияния терригенного сноса, что ограничивает скорости осадконакопления. Кроме того, они изобилуют обнаженными выходами коренных пород, приуроченных к структурам разломов и рифтовым сегментам. Поэтому ЖМО здесь имеют широкое распространение, несмотря на относительно молодой возраст этих структур, причем на отдельных участках корки достигают толщины в 50–70 мм. В то же время это районы тектономагматической активности, нередко сопровождающейся гидротермальными излияниями, агрессивными по отношению к окисленным рудным отложениям. При растворении последних морская вода обогащается сначала растворимыми формами марганца – $Mn(II)$, который затем вновь окисляется и образует хлопья гидроксидов Mn переменной валентности и постепенно оседает на дно, поставляя дополнительные порции этого элемента для образования ЖМО. Круговорот Mn в океане замкнут. Он не образует нерастворимых восстановленных соединений, подобно Fe , и не выводится из круговорота в течение геологически длительного времени. Это приводит к постоянному накоплению марганца в высокоокислительных условиях океанского дна и может быть оценено по величине отношений Mn/Fe в ЖМО разных океанов. Этот показатель в среднем возрастает от Атлантики к Индийскому и Тихому океанам и составляет 0,74, 1,11 и 1,38 соответственно [127], что подтверждает относительно молодой возраст процесса накопления марганца в Атлантике по сравнению, например с Тихим океаном. Однако эта общая закономерность относится к областям стабильного рудоотложения в тектонически стабильных областях океанского дна.

Объектом же данного исследования являются спрединговые сегменты САХ, где рождение молодой океанической коры может сопровождаться не только активизацией гидротермальной деятельности, но и обрушениями в бортах трогов и рифтовых долин [93], и даже возможен перескок (джампинг) самих спрединговых структур и раскрытие их в новых местах [7]. Естественно, все это не может не отражаться на процессе железо-марганцевого рудоотложения, широко проявленного в центральных областях океана, и делает целесообразным краткое рассмотрение геохимии марганца в океане, в частности в сфере влияния активных гидротермальных излияний.

В ЖМО Атлантики обычно железо преобладает над марганцем, тем не менее роль марганца в формировании геохимического облика рудных отложений велика. Это определяется двумя факторами – высокой реакционной подвижностью

Mn и высокой сорбционной активностью его гидроксидов, контролирующей накопление ряда малых элементов.

Гидроксиды Mn представляют собой смешанновалентные соединения, содержащие переменное количество Mn(II), сорбционно связанного с более стабильной фазой – Mn(IV), что соответствует формуле $n\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2$ с переменным содержанием воды. Это соединение проявляет высокую сорбционную активность и связывает ряд малых элементов, находящихся в морской или иловой воде. Поскольку концентрации их там низкие, то процесс происходит геологически медленно, и максимальной обогащенностью характеризуются более древние ЖМО, характерные для Тихого океана.

Эксперименты показывают, что от количества связанного Mn(II) зависит сорбционная емкость гидроксида в отношении других элементов [13]. Таким образом формируются нестехиометрические соединения переменного состава со слабоупорядоченными дефектными кристаллическими структурами, основным свойством которых является чуткая реакция на изменение физико-химических условий в морской воде [51]. Отметим также, что сложным аспектом в этой проблеме является взаимосвязь главных рудообразующих металлов – Fe и Mn. С одной стороны, обладая разноименными зарядами на коллоидном уровне, частицы их притягиваются, с другой, в силу различия потенциалов окисления в твердой фазе происходит их отторжение и образование самостоятельных фаз. Сосуществование их в ЖМО не может не оказывать влияния на свойства и структуры каждого из них. Однако вопрос этот пока изучен недостаточно.

Отметим еще одну особенность ЖМО океана – их высокую пористость, достигающую до 30% от их объема. Это означает, что морская вода контактирует не только с поверхностью отложений, но и со всем их субстратом. Поэтому изменения в физико-химических параметрах среды, вызванные локальными проявлениями гидротермальной активности, могут приводить к быстрому растворению этих отложений при соприкосновении с кислыми, восстановленными флюидами. Но это крайний случай, в других же возможны различные вариации проявления кислотных или восстановительных свойств флюидов, постепенно нейтрализуемых морской водой и окисляемых растворенным в ней кислородом. При этом происходит частичное растворение или выщелачивание наиболее подвижных, сорбционно связанных фаз, к которым относится Mn(II) и ряд микроэлементов [11]. Все это приводит к формированию окисных отложений аномального состава вблизи гидротермальных полей, которые тем не менее принято однозначно относить к гидротермальному типу по отношению к источникам рудного вещества.

Располагая коллекцией ЖМО, собранных в пяти рейсах НИС "Академик Наколай Страхов" и строго приуроченных к определенным морфоструктурным элементам рельефа рифтовых сегментов САХ и секущих его разломных зон, мы имеем возможности для выявления специфики формирования вещественного состава окисленных рудных корок в разных условиях.

Известные сводки по составу корок Атлантики [16, 132] относятся главным образом к подводным поднятиям периферийных областей океана. Из них следует, что наиболее ценные в экономическом отношении корки формируются на подводных горах Гвинейской котловины, средние содержания Со в них достигают 1,16% при отношении Mn/Fe, равном 0,93. Менее богаты корки с поднятия Сьерра Леоне (Со 0,66%), хотя здесь они имеют более широкое распространение. Общим для этих корок являются относительно небольшие глубины отложения – менее 2000 м. Бедные кобальтом корки встречаются на подводных горах Новая Англия, глубины их формирования превышают 3000 м. Отрывочные данные

имеются для рифтовых сегментов САХ, хотя и на их основании можно судить о бедном, существенно железистом составе этих отложений.

В литературе предметом острой дискуссии является вопрос об источнике поставки металлов, в частности Мп, для океанских руд. Мнения очень различные, особенно в среде отечественных исследователей (от почти исключительно эндогенной поставки [45] до преимущественно терригенной) [23, 25]. Поэтому данное исследование, проведенное в рифтогенных, рудогенерирующих, зонах океанского дна, имеет целью внести некоторую ясность в эту проблему.

Разломная зона Зеленого Мыса

Разлом Зеленого Мыса привлекает внимание исследователей с 1967 г., когда он был открыт голландскими геофизиками. С тех пор здесь проходили многочисленные отечественные и зарубежные экспедиции, и этот район стал международным полигоном по изучению тектономагматических процессов в коре Атлантики.

Разлом относится к числу крупнейших трансформных разломов Атлантики, его протяженность превышает 2300 км, а амплитуда сдвига рифтовых сегментов САХ здесь составляет 195 км. Внутренняя структура разломной зоны сложная; параллельно осевому желобу располагаются менее протяженные трогги, щели и гребни [83].

В ряде экспедиций были получены свидетельства эндогенной активности – аномальный состав морской воды, признаки сульфидной минерализации, особенно проявленные в зоне сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины САХ [94, 123]. Здесь предполагается существование специфической гидротермальной системы с высоким отношением метана к марганцу и взвешенному веществу, что, по мнению авторов, отличает ее от известных систем "черных курильщиков" и может свидетельствовать о вероятности охвата циркулирующей морской водой глубинных ультрамафических пород [165]. В 15-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" была выявлена термальная деятельность в бортах трога и недрах гор вдоль разлома Зеленого Мыса. Гидротермальные системы фиксировались также в гребневой зоне САХ в полосе более 100 м, где были открыты уникальные проявления "рудных" базальтов с магматической сульфидной минерализацией в секторе $14^{\circ}43' - 15^{\circ}10'$ с.ш. и $44^{\circ}24' - 45^{\circ}20'$ з.д. [94].

Многие факты свидетельствовали о вероятности обнаружения здесь массивных полиметаллических сульфидных руд, однако удача сопутствовала экспедиции на НИС "Профессор Логачев", в которой было открыто сульфидное поле в 30 км южнее разломной зоны в пределах батиметрической ступени восточной стены рифтовой долины. Успеху работ способствовало комплекса "Рифт", оснащенного потенциометрическими зондами рН, Eh, ЕП (естественный электрический потенциал) и пр., буксировавшийся на расстоянии 30–40 м над дном. Отметим, что именно аномалии среды позволили локализовать рамки этого поля с двумя активными гидротермальными излияниями типа "черных курильщиков", но без трубообразных построек. По-видимому, интенсивность гидротермальной деятельности здесь в настоящее время невелика, так как большая часть поля покрыта осадками. К тому же менее чем в 8 км от него были драгированы известняки, покрытые слоем до 3 мм ЖМО (обр. 1512, 1514). Вообще окисное железо-марганцевое оруденение проявлено здесь повсеместно и толщина рудных корок увеличивается с удалением от рифтовой долины, где они в принципе не успевают формироваться из-за молодого возраста новообразованной коры.

В трех рейсах НИС "Академик Николай Страхов" (3-й, 6-й и 15-й) была собрана представительная коллекция образцов ЖМО по всему профилю разломной зоны с различных морфотектонических структур и особенно детально – из описанной выше области сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины (табл. 6). Таким образом, мы имеем возможность выявить вариации в вещественном составе ЖМО, связанные с влиянием непосредственной близости

гидротермальных источников, что открывает перспективы использования их в качестве поискового признака на полиметаллические сульфиды в других районах океанского дна.

Набор определяемых элементов включал, как минимум, Mn, Fe, Cu, Ni, Co и Zn. Определения проводились в аналитической лаборатории Института океанологии РАН на атомно-абсорбционном спектрофотометре (аналитик Н.Н.Завадская). Определение степени окисленности марганцевой фазы корок проводилось методом прямого определения $Mn(II)$ после обработки пробы 1%-ной серной кислотой [12] с последующим пересчетом этой величины на валовое содержание марганца и вычислением дефицита активного кислорода. При этом мы исходим из представлений о смешанновалентном составе гидроксидов Mn в океанских отложениях, имеющих формулу $nMnO \cdot MnO_2$, где переменной величиной является MnO. При отсутствии MnO гидроксиды достигают максимальной степени окисления MnO_2 , при увеличении – степень окисления снижается, что выражается в наших таблицах величиной MnO_n .

Недавно эта разработка нашла свое подтверждение в работе [92], где особо отмечено, что нерастворимость гидроксида $Mn(IV)$ в 1%-ной серной кислоте подтверждена не только химико-аналитическим методом, но и методами рентгеновской дифрактометрии и микродифракции электронов. Это позволяет уверенно пользоваться полученными результатами, весьма важными для расшифровки условий окисного рудообразования в океане. Эти определения были выполнены в аналитическом центре Геологического института РАН (аналитик М.И. Степанец).

Результаты анализов приведены в табл. 7. На их основании построены графики (рис. 46), в которых для корректности сопоставления рудных фаз разных образцов процентные содержания элементов были пересчитаны на суммарные содержания главных рудообразующих металлов по формуле, $\frac{Fe}{Fe + Mn} \cdot 10^4$ где a - рассчитываемый элемент. Таким образом удастся избежать разбавляющего влияния литогенной составляющей и выявить особенности накопления металлов в рудных фазах.

На графиках видно, что несмотря на общие черты сходства химического состава корок, проявленные в низких величинах отношений Mn/Fe и относительно невысоких концентрациях рассеянных элементов, состав их варьирует. Особенно резко это видно в группе образцов, обрамляющих рифтовую долину и наиболее приближенных к описанному выше рудному гидротермальному полю. Подробнее на этом остановимся ниже. Что касается корок из других отрезков разломной зоны, то вариации в их составе менее резкие, и в целом можно отметить закономерность связи между отношениями Mn/Fe и степенью окисленности MnO_n . Как правило, степень окисленности Mn возрастает со снижением содержаний Fe в корках. По-видимому, это отражает сложную взаимосвязь гидроксидов главных рудообразующих металлов: с одной стороны, они взаимодействуют на уровне коллоидно-химической или сорбционной связи в силу разнозарядности частиц, с другой, они обладают разными величинами окислительно-восстановительных потенциалов, что должно приводить к их разделению при развитии твердых фаз. Поскольку потенциал окисления Mn выше, чем у Fe, максимального окисления он может достигнуть только после полного окисления Fe. В условиях гидротермальной активности рудоносные флюиды обогащены закисными формами Fe, и это оказывает влияние на состав близрасположенных окисленных отложений и препятствует полному окислению марганцевых гидроксидов. Очевидно, с этим связано резкое снижение окисленности Mn в обр. 15-12, 15-14 и 15-19, формирующихся вблизи гидротермальных полей. Хотелось бы это подчеркнуть особо, поскольку появляется возможность использования этого

показателя в качестве индикатора потенциальной гидротермальной рудоносности при соответствующих поисковых работах.

В разломной зоне Зеленого Мыса максимальными значениями Mn/Fe и MnO_2 характеризуются корки, сформировавшиеся на литифицированных глинах склонов Зеленомысского поднятия в области перехода к абиссальной котловине, т.е. на максимальном удалении от САХ (обр. 3-1, 2, 3). Эти показатели постепенно и синхронно снижаются при приближении к рифтовым зонам САХ (рис. 47).

Наиболее мощная корка – 72 мм (обр. 3-18) была поднята на восточном фланге САХ, примерно в 130 милях от зоны сочленения разлома с южным сегментом рифта. Послойный анализ ее показал отсутствие каких-либо различий по поперечному срезу (3 слоя). Корка поднята с южного борта разлома, где возраст коры оценивается как поздний олигоцен – ранний миоцен [83]. В этом же районе в нескольких милях к северо-западу были драгированы также мощные корки (до 50 мм, обр. 3-11) сходного состава. Учитывая медленные темпы роста гидrogenных корок Атлантики [15], вполне возможно допустить, что процесс рудоотложения здесь насчитывает десятки миллионов лет, и его течение существенно не нарушалось на этом отрезке времени.

В целом, по мере приближения к гребню САХ состав корок закономерно изменяется – они становятся более железистыми, в них снижаются содержания никеля. В 90 милях западнее этого района в 6-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" было сделано меридиональное пересечение разломной зоны. Корки были подняты с междоугольного хребта (обр. 6-11) и с северного борта разлома (обр. 6-14 и 6-15). Здесь сохраняются те же тенденции в изменении вещественного состава, однако неожиданно резко (в 3 раза) увеличиваются содержания меди. "Неожиданно" потому, что это происходит на фоне спокойных изменений в содержаниях других металлов. Мощность корок 10-15 мм, они характеризуются легкостью и пористостью, напоминая шлаковидные образования. Существенных различий в их химизме не отмечается, так же как нет различий, связанных с заметным перепадом глубин их отложения, варьирующих от 2900 до 5500 м.

В 60 милях к западу находится зона сочленения разлома с рифтом южного сегмента САХ. В 3-м рейсе с западного борта рифтовой долины были драгированы фрагменты базальтов, покрытые налетом железо-марганцевых гидроксидов (обр. 3-34). По-видимому, это начальная стадия рудообразования. Химический состав этих отложений весьма сходен с предыдущими, исключая содержание Cu , вновь нормализующееся до средних величин. Отметим также некоторое снижение степени окисленности марганцевой фазы в этом образце. В 20 милях к северу с западного борта меридиональной депрессии подняты обломки базальтового стекла, покрытые коралловидными железо-марганцевыми наростами толщиной до 50 мм (обр. 3-28). Они по составу сходны с описанными выше железо-марганцевыми корками более восточного района разломной зоны. То же самое можно сказать о составе отложений, драгированных в междоугольном отрезке разлома (обр. 6-2/6), с фрагментов пород южного поперечного хребта, а также с южного борта разлома за пределами зоны его сочленения с северным сегментом рифтовой долины САХ (обр. 3-60). Вблизи зоны сочленения, с северного борта разлома, был поднят серпентинит с рудной коркой толщиной 22 мм. Она отличается повышенными содержаниями Mn , Ni и Co . По-видимому, условия отложения здесь несколько иные, хотя в целом состав этой корки не выходит за рамки типично гидrogenных отложений. Предположительно стимулировать образование таких корок могут, например, повышения уровня теплового потока или другие локальные проявления, связанные с магматизмом.

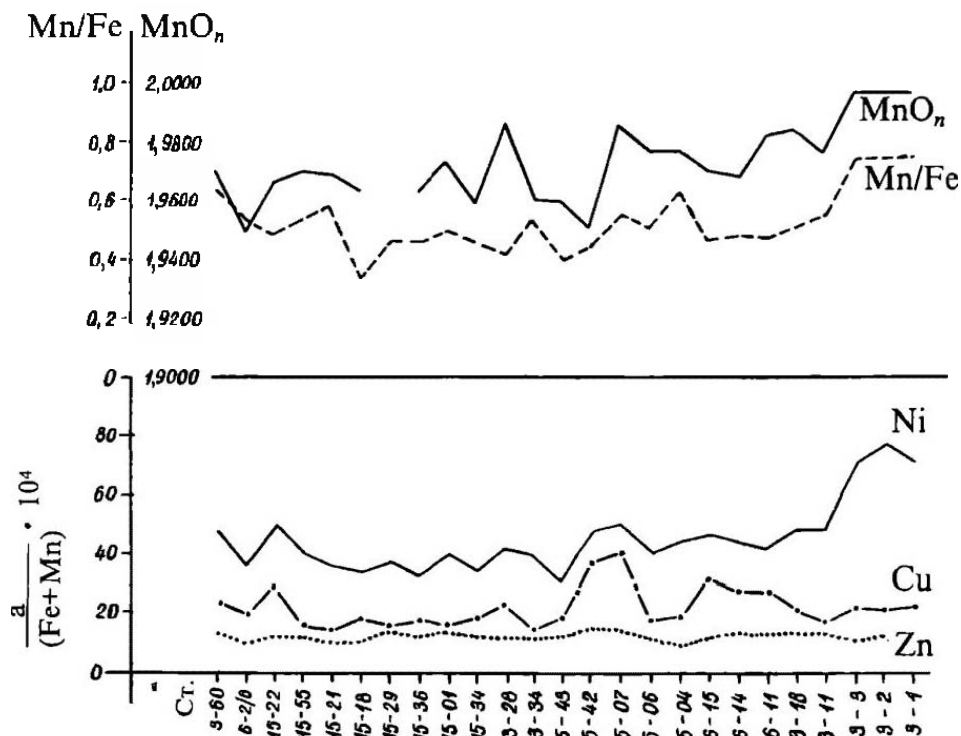


Рис. 46. Графики изменений в накоплении Ni, Cu, Zn; в отношениях Mn/Fe и степени окисленности MnO_n в образцах железо-марганцевых корок со станций разлома Зеленого Мыса

Fig. 46. Variation diagrams of the accumulation of Ni, Cu and Zn; in Mn/Fe ratio and extent of MnO_n oxidation in the samples of Fe-Mn crust from Cape Verde fracture zone

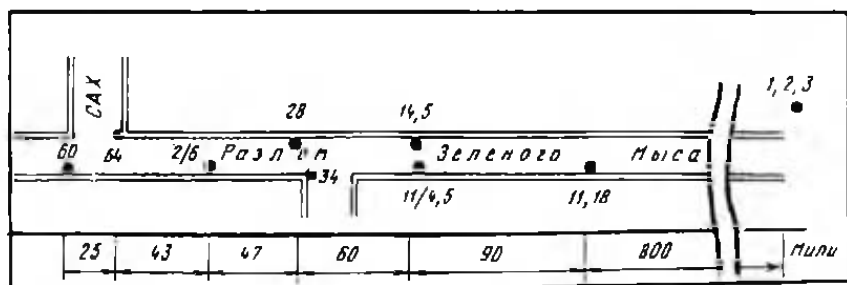


Рис. 47. Схема местоположения образцов железо-марганцевых корок, драгированных в 3-м и 6-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" в разломе Зеленого Мыса

Fig. 47. Location of the Fe-Mn crust samples dredged in the 3 and 6 expeditions of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov" in Cape Verde fracture zone

Таблица 6
Table 6

Местоположение станций драгирования и характеристика образцов
Location of dredge stations, characteristic of samples

№ станции	Координаты		Глубина драгирования	Толщина корки, мм	Коренная порода	Элемент рельефа
	с.ш.	з.д.				
3-1	16 °12 '	29°02 '	4630-4560	2	Литифицированная глина	Склон Зеленомысского поднятия
3-2	16 08	29 06	4940-4800	24	То же	там же
3-3	16 05	29 05	4830-400	3	"	"
3-11	14 44	42 29	4950-4300	50	Базальт	Южный борт разлома
3-18	14 38	42 36	4300-4050	72	"	там же
6-11/4	14 31	43 54	2950-2900	15	-	Межразломный хребет
6-11/5	14 31	43 54	2950-2900	12	-	там же
6-14/7	15 07	44 01	3550-3480	18	-	Северный борт разлома
6-15/7	15 04	44 01	5500	10	-	там же
15-04	14 48	44 06	3700-3300	10	Базальты	Меридиональное поднятие в 57 милях от оси рифта
15-06	14 46	44 19	3500-2900	15	"	Изометричное поднятие в 40 милях от оси рифта
15-07	14 49	44 22	3400-3200	20	"	Изометричное поднятие
15-42	15 02	44 40	3300-2900	8	Серпентин	Южный борт разлома в 10 милях от оси рифта
15-43	15 07	44 41	4450-4300	2	Стекло	Южный борт разлома в 10 милях от подальней впадины
15-12	14 43	44 53	2000-1790	3	Известняк	Меридиональный хребет в 10 милях от оси рифта
15-14	14 42	44 53	2000-1790	2	"	Вблизи предыдущего

Таблица 6 (окончание)
Table 6

15-01	14 °04 '	44°54 '	2400-2380	10	Базальт	Западный склон субмеридионального хребта в 10 милях от оси рифта
3-34	15 00	44 58	3950-3460	0,5	“	Западный борт рифтовой долины
3-28	15 22	44 59	4020-3300	50	Базальтовое стекло	Западный борт меридиональной депрессии
15-34	15 04	45 00	2800-2700	3	Базальт	Угловое поднятие
15-68	22 04	45 05	3800-3500	15	“	Восточный борт рифта
15-36	14 50	45 07	3000-2900	8	“	Меридиональный хребет в 5 милях от оси рифта
15-29	15 02	45 07	2750-2600	2	“	Южный борт разлома в 19 милях от нодалной впадины
15-19	14 45	45 08	3400-3300	10	Базальт	Меридиональный хребет в 5 милях от оси рифта
15-18	14 44	45 12	3300-3100	10	Стекло	Тот же, в 10 милях
15-21	14 48	45 16	3260-3100	16	Базальт	Тот же, в 15 милях
15-55	14 54	45 16	2900-2800	10	“	Тот же, в 15 милях
15-22	14 48	45 20	3300-3250	5	“	Тот же, в 18 милях
6-2/6	15 04	45 45	2730-2700	10	-	Южный поперечный хребет
3-64	15 23	46 25	3800-3500	22	Серпетинит	Северный борт разлома
3-60	15 17	46 50	3400-3370	30	Габброид	Южный борт разлома

Примечание. Первые цифры номеров образцов (3,6,15) – номера рейсов, в которых они были подняты

Таблица 7

Table 7

Химический состав железо-марганцевых корок разломной зоны Зеленого Мыса
Chemical composition of Fe-Mn crust Cape Verde fracture zone

№ образца	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Cd	Li	Cr	Mn/Fe	MO _n *
3-1	18,78	13,95	0,064	0,240	0,271	0,042	He onp	He onp	He onp	He onp	0,74	1,9986
3-2	16,36	12,21	0,060	0,222	0,260	0,037	"	"	"	"	0,75	1,9982
3-3	48,47	13,59	0,070	0,221	0,222	0,042	"	"	"	"	0,74	1,9984
3-11	22,54	12,97	0,069	0,184	0,300	0,051	"	"	"	"	0,58	1,9769
3-18	22,47	12,66	0,074	0,172	0,351	0,049	"	"	"	"	0,56	1,9834
3-28	25,48	11,73	0,076	0,172	0,473	0,050	"	"	"	"	0,46	1,9821
3-34	19,74	10,43	0,048	0,123	0,260	0,040	"	"	"	"	0,53	1,9598
3-60	20,44	11,94	0,088	0,161	0,262	0,048	"	"	"	"	0,58	1,9732
3-64	18,90	15,53	0,054	0,240	0,521	0,042	"	"	"	"	0,82	1,9595
6-2/6	23,62	12,52	0,074	0,132	0,320	0,038	"	"	"	"	0,53	1,9505
6-11/4	23,69	12,66	0,214	0,163	0,264	0,041	"	"	"	"	0,50	1,9810
6-11/5	22,15	10,80	0,156	0,131	0,302	0,038	"	"	"	"	0,46	1,9670
6-14/17	23,11	9,38	0,177	0,140	0,271	0,041	"	"	"	"	0,46	1,9690
6-15/7	22,54	10,25	0,213	0,152	0,184	0,044	"	"	"	"	0,43	1,9698
1501/54	22,16	11,28	0,059	0,159	0,224	0,050	0,058	1,0	1,06	7,8	0,50	1,9738
1501/70	22,30	10,75	0,055	0,145	0,258	0,057	0,055	0,8	1,30	7,0	0,48	1,9693
1504/5	22,00	13,42	0,057	0,160	0,410	0,036	0,085	0,8	1,06	5,4	0,61	1,9784
1506/5	22,90	12,58	0,056	0,140	0,384	0,044	0,075	0,7	0,56	5,0	0,55	1,9777
1507/11	22,30	12,84	0,105	0,170	0,290	0,053	0,083	0,5	1,56	5,0	0,58	1,9829
1507/63	21,55	11,84	0,088	0,155	0,178	0,048	0,071	0,8	1,56	5,4	0,55	1,9848
1512/10	27,28	2,83	0,010	0,041	0,168	0,013	0,032	1,2	0,15	0,1	0,10	1,9011
1514/1	14,18	4,58	0,007	0,096	0,198	0,091	0,029	1,1	0,02	9,4	0,32	1,8799
1518/5	32,38	11,33	0,077	0,150	0,276	0,050	0,055	1,2	2,58	7,4	0,35	1,9647

Примечание. %; Cd, Li, Cr – 10⁻³%. MnO_n - степень окисленности марганцевых гидроокислов.

Таблица 7 (окончание)
Table 7

№ образца	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Cd	Li	Cr	Mn/Fe	MnO _n
1519/2	24,26	8,80	0,081	0,149	0,203	0,047	0,037	1,1	5,60	14,9	0,32	1,9063
1521/1	23,50	13,25	0,047	0,136	0,352	0,047	0,065	0,7	1,06	5,0	0,56	1,9691
1522/2	24,79	12,50	0,115	0,194	0,280	0,054	0,075	1,1	3,16	5,0	0,50	1,9680
1529/23	21,70	10,08	0,045	0,124	0,200	0,044	0,054	1,2	1,14	11,4	0,46	не опр
1534.1	22,90	10,92	0,058	0,120	0,200	0,047	0,046	1,2	0,64	5,8	0,48	1,9460
1536/1	23,20	11,00	0,052	0,108	0,206	0,042	0,048	1,0	0,81	4,2	0,47	1,9627
1542/36	21,25	10,00	0,086	0,154	0,224	0,047	0,062	1,0	1,14	12,1	0,47	1,9500
1543/6	21,70	8,67	0,054	0,101	0,232	0,039	0,080	8,0	2,66	9,0	0,40	1,9596
1555/1	22,60	12,50	0,060	0,154	0,328	0,047	0,077	0,9	1,23	4,2	0,55	1,9712
1568/10	4,45	18,47	0,001	0,013	0,034	0,005	0,005	0,3	35,15	16,0	4,15	1,8971

Таким образом, проведенный анализ вещественного состава железо-марганцевых корок, поднятых по всему протяжению разломной зоны, позволяет особо отметить повышенные содержания меди – типичного металла рудоносных гидротерм – в отложениях, драгированных по меридиональному пересечению разлома по 44° з.д. Отметим также закономерное увеличение марганцевой составляющей корок по мере удаления их от рифтовых сегментов, что не дает оснований предполагать вероятность эндогенной поставки марганца и в то же время может свидетельствовать о такой возможности для железа.

Особого рассмотрения заслуживает район южного сочленения рифтового сегмента с разломной зоной, где недавно было открыто поле гидротермальных сульфидных руд с активными излияниями флюидов. Любезно предоставленные нам С.Г.Сколотневым образцы железо-марганцевых корок были получены в 15-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", который проводил в этом районе специальные исследования, предшествовавшие непосредственному выявлению рудного поля. Местоположение станций драгирования и характеристика образцов приведены в табл. 6 и на рис. 48, данные химического состава – в табл. 7 и на графиках (рис. 48, б, в). Местоположение станций позволяет проанализировать изменения в составе корок по двум пересечениям рифтовой долины САХ. Первое проходит непосредственно через зону сочленения с разломом Зеленого Мыса (ст. 1504, 1506, 1507, 1542, 1543, 1534, 1529 и условно, 1555), второе – примерно в 20 милях южнее пересекает рифтовую долину (ст. 1512, 1514, 1519, 1521, 1522). На графиках четко выделяется зона пониженных величин отношений Mn/Fe и степени окисленности Mn в образцах, приуроченных к обрамляющим рифтовую долину структурным элементам рельефа. На флангах этих пересечений показатели нормализуются до величин, соответствующих гидротермальным коркам Атлантики.

Если сравнивать состав корок по двум пересечениям (*I-I* и *I-II* на рис. 48 б, в), то видно, что влияние эндогенного фактора возрастает на втором пересечении, более удаленном от зоны сочленения и, как оказалось позже, пересекающем вновь открытое гидротермальное поле. Особенно существенны аномалии в составе обр. 1512 и 1514, непосредственно примыкающих к открытым источникам. Здесь резко снижается степень окисленности марганца и его содержания. В меньшей мере это проявлено на ст. 1519, расположенной на другой стороне рифтовой долины, где толщина корок возрастает до 10 мм, и накопление малых элементов приближается к составу нормальных гидротермальных корок.

Интересно проследить кривую изменений содержания меди – они минимальны в окисных отложениях вблизи гидротермальных источников и увеличиваются в более удаленных, но не всегда равномерно. По-видимому, это связано с особенностями придонных течений, транспортирующих гидротермальные плюмы. В этом же районе попутно была поднята корка с восточного борта рифтовой долины на 22° 03,5' с.ш. (ст. 1568), что значительно севернее описанного района. Состав ее отличается от всех описанных корок преобладанием марганца (Mn/Fe равно 4,50) и следовыми содержаниями малых элементов. В сочетании с этим пониженная степень окисленности Mn и повышенные содержания Li и St (табл. 7) свидетельствуют о несомненном влиянии на формирование корки близрасположенного гидротермального источника. Севернее этой точки уже открыто рудное поле Снейк Пит; по-видимому, и здесь есть соответствующие перспективы.

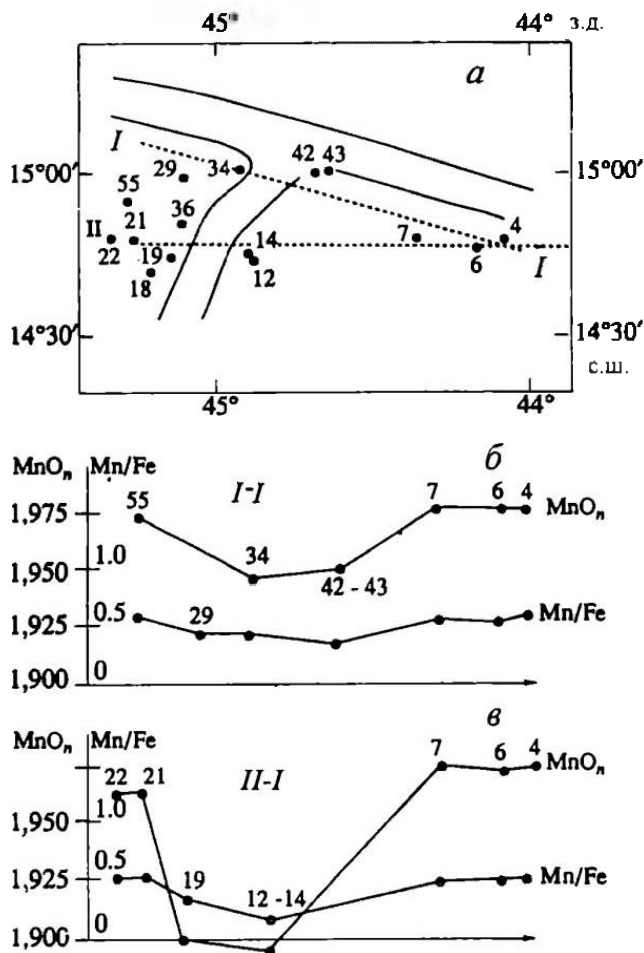


Рис. 48. Схема района работ (а) и графики изменений в составе железо-марганцевых отложений по пересечениям рифтового сегмента по I-I (б) и II-I (в) (в номерах образцов опущены первые две цифры, обозначающие номер рейса)

Fig. 48. Scheme of the working area (a) and variation diagrams of the composition of Fe-Mn deposits along crossing of the rift segment I-I (б) and II-I (в), (in the №№ of samples first two figures pointing to the number of expedition are omitted)

Таким образом, аномалии в составе железо-марганцевых отложений, контактирующих с районами активных гидротермальных полей, могут проявляться в крайних значениях отношений Mn/Fe и всегда характеризуются минимальными величинами степени окисленности марганцевых гидроксидов. По-видимому, эти показатели могут быть использованы при поисках участков с современной гидротермальной активностью.

Более сложным представляется вопрос о причинах резких изменений в величинах Mn/Fe отношений. Обычно принято это объяснять поставкой металлов гидротермами, формирующимися за счет металлов, которые выщелачиваются

морской водой из базальтов, либо выносятся более глубинными флюидами. В отношении Fe эти возможности не вызывают сомнений и очевидны по широкому распространению сульфидов Fe в гидротермальных отложениях. Что касается Mn, то, например, в описанном гидротермальном поле на 14°40' с.ш. нет никаких свидетельств в пользу эндогенной поставки Mn. Более того, отмечается обеднение этим элементом окисленных отложений, которое постепенно, по мере удаления от этого поля, ослабевает и стабилизируется на уровне средних значений Mn/Fe отношений, характерных для корок разломной зоны Зеленого Мыса. Здесь нет резкой границы зоны геохимического барьера, оконтуривающего обычно интенсивные гидротермальные излияния и маркируемого существенно марганцевыми окисленными отложениями сложного генезиса. Это может свидетельствовать о слабой интенсивности современной гидротермальной деятельности на этом поле, а, возможно, и об ее затухании.

В то же время повсеместное отложение окисленных корок, отмеченное в этом районе, не исключает возможности их растворения при рецидивах гидротермальной активности и прорывах флюидов в новых точках при закупорке старых ходов. Это может дать локальное повышение содержаний Mn в морской воде. Поэтому использовать в качестве константы для различия глубинности гидротерм такие показатели, как отношения метана к марганцу [165], едва ли корректно.

Разломные зоны между 8° и 14° с.ш. САХ

Объектом рассмотрения в данном разделе являются ЖМО разломных зон Долдрамс, Архангельского, Меркурий и Марафон, а также смещенных по ним сегментов рифтовой долины САХ (рис. 49, 50). Материал был драгирован в 6-м и 9-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" и любезно предоставлен С.Г.Сколотневым. В 1991 г. была опубликована монография [84], касающаяся строения и вещественного состава пород океанической коры этой области.

Разлом Долдрамс – один из крупнейших разломов Центральной Атлантики, смещение осевых сегментов САХ здесь составляет около 150 км. Исследования показали, что этот район испытал в раннем и среднем плиocene интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся структурной перестройкой дна. Амплитуды вертикальных движений при этом превышали 1000 м. Есть свидетельства надводного происхождения отдельных фрагментов пород, драгированных с глубин 2500–3500 м (обр. 3 и 6). Сделан вывод, что на одном из этапов геологической истории эта область представляла собой архипелаг из нескольких островов [84].

Процесс железо-марганцевого рудоотложения мог совпасть с началом структурной перестройки океанского дна, т.е. происходить 3,2 млн лет назад. В настоящее время здесь широко распространены ЖМО разной мощности. Максимальной толщины, 30–50 мм, корки достигают на флангах разлома Долдрамс на расстояниях в 30–60 миль от сегментов рифтовых долин САХ (обр. 6 и 8). Очевидно, скорости роста таких корок составляют 10–15 мм/млн лет, что близко к максимальным значениям для гидрогенных корок океана [16].

На рис. 49 представлена схема разлома Долдрамс и помечены станции отбора проб с ЖМО. В табл. 8 даны результаты атомно-абсорбционного и химического анализа, на основании которых построены графики рис. 51, (а). Методы анализа и приемы пересчетов те же, что и в предыдущем случае.



Рис. 49. Схема разломной зоны Долдрамс и прилегающих районов
1 - места драгировок и номера образцов; 2 - разломные зоны; 3 - рифтовые сегменты САХ
(см. примечание к рис. 48)

Fig. 49. Scheme of the Doldrums fracture zone and nearby areas.
1 - dredge locations and sample numbers. 2 - fracture zones; 3 - MAR rift segments
(see note to fig. 48)

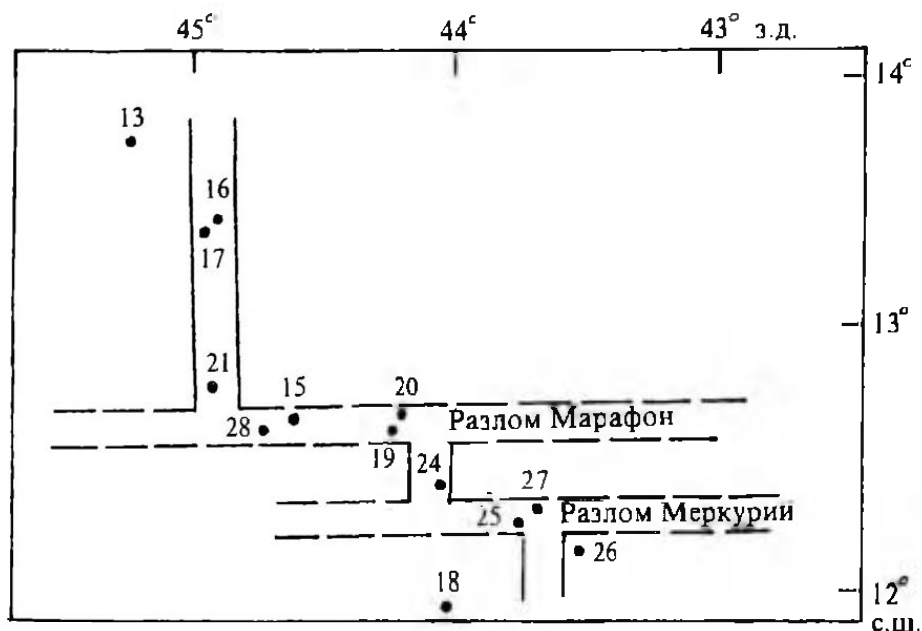


Рис. 50. Схема разломных зон между 12° и 14° с.ш.
Условные обозначения см. на рис. 49

Fig. 50. Scheme of the fracture zones between 12° and 14° N
For figure captions see fig. 49

По разлому Долдрамс образцы корок были подняты на восьми станциях. Состав их в целом типичен для гидrogenных корок Атлантики – они умеренно обогащены малыми элементами, степень окисленности марганцевой фазы колеблется в диапазоне 1,9500-1,9800, а отношение Mn/Fe – между 0,4-0,53. Исключение составляет обр. 12, поднятый с юго-восточного углового поднятия разлома вблизи зоны сочленения с южным сегментом рифтовой долины САХ. Он представлен крупнослоистой выветрелой коркой толщиной до 25 мм и имеет существенно железистый состав (Mn/Fe – 0,18) при минимальной степени окисленности марганцевой фазы (1,9000). Последнее соответствует высказанному ранее предположению о тормозящем влиянии преобладания Fe на возможность окисления марганцевых гидроксидов. Однозначно отнести эту корку к гидротермальному типу ЖМО не позволяет относительно высокое содержание рассеянных металлов, в частности Cu , которое отражает существенное влияние гидrogenного фактора. Возможно, образование такой корки связано с гальмиролизом обогащенной железом породы и определено связано с процессами, происходящими в рифтовой долине. Интересно отметить, что на расстоянии всего около 10 миль с северного борта разлома был поднят обр. 11, не отличающийся от среднего состава других гидrogenных отложений.

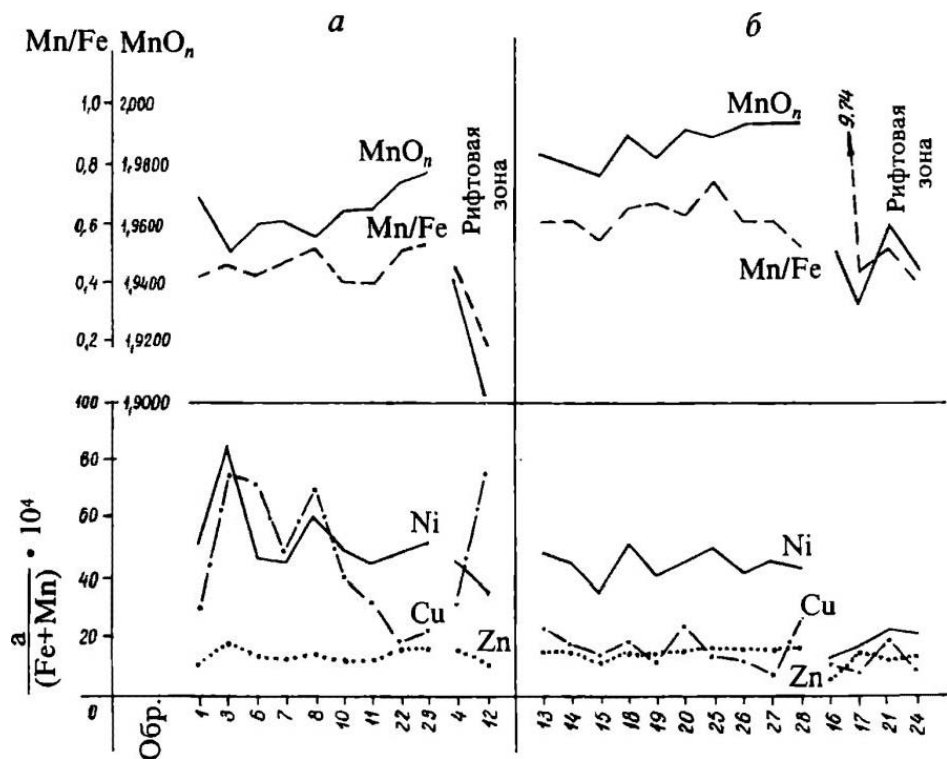


Рис. 51. Графики изменений в накоплении Ni, Cu, Zn; в отношениях Mn/Fe и степени окисленности MnO_x в образцах железо-марганцевых корок из разлома Долдрамс (а) и разломов между 12°-14° с.ш. САХ (б). Отдельно выделены станции из рифтовых сегментов

Fig. 51. Variation diagrams of the accumulation of Ni, Cu and Zn; in Mn/Fe ratio and extent of MnO_x oxidation in Fe-Mn crusts from the Doldrums fracture zone (a) and fracture zones between 12° and 14° N MAR (b). Stations from rift segments are separately allocated

Аномальный состав имеет обр. 4, поднятый также со склона рифтовой долины вблизи ее сочленения с разломом Архангельского. Эта корочка толщиной до 2 мм характеризуется пониженными содержаниями малых элементов и некоторым снижением степени окисленности Mn гидроксидов. В то же время здесь существенно не нарушено отношение Mn/Fe. По-видимому, это существенно гидротермальное образование, формирующееся ускоренными темпами в условиях близости эндогенной активности, обычной при рождении молодой океанической коры в рифтовых долинах.

Перейдем к рассмотрению ЖМО, поднятых по разломам и рифтовым сегментам САХ между 12° и 14° с.ш. Здесь САХ пересекают разломы Меркурий и Марфон. Общее смещение рифтовых отрезков САХ по ним составляет около 130 км (см. рис. 50). По химическому составу (табл. 9, рис. 51, б) существенными аномалиями характеризуются все корки, поднятые с породами из рифтовых долин. Особое внимание привлекает южная часть сегмента рифтовой долины САХ между разломами Марфон и Зеленого Мыса. Здесь встречены ЖМО в трех точках. На западном борту рифтовой долины в 10 милях от южной точки ее сочле-

нения с разломом Марафон получен обр. 21 рыхлой корочки до 3 мм с заметным снижением содержаний рассеянных элементов.

Примерно в 30 милях севернее в том же сегменте рифтовой долины были подняты два образца ЖМО – 16 и 17. Первый – с аномального блока в осевой части долины, второй – с западного борта долины. Расстояние между этими точками не превышает 4-5 миль, а различия в составе корок разительны. Обр. 16 представлен крупнослоистой сажисто-черной, твердой, пористой коркой толщиной до 17 мм с рыхлыми оранжевыми примазками. Это существенно марганцевая корка с Mn/Fe 9,74 и с низкими содержаниями рассеянных металлов. Обращает внимание, однако, почти 50-кратное увеличение концентрации Li по сравнению с обычными величинами для ЖМО, приводимыми в сводке Г.Н.Батурина [15], полагающего, что механизм поступления Li в железо-марганцевые конкреции преимущественно диагенетический. Между тем, по принятым в литературе нормам в данном случае следует говорить о свидетельствах гидротермальной поставки не только Li , но и Mn , хотя нельзя исключить и вероятности регенерации последнего в зоне геохимического барьера вблизи гидротермальных выходов. Нам представляется несомненным существование поблизости активных гидротерм. Интересно, что в данном случае степень окисленности Mn сравнительно высока – более 1,9500, что объясняется незначительным содержанием Fe , а, возможно, и выщелачиванием $Mn(II)$ под воздействием разбавленного морской водой флюида, утратившего свои восстановительные свойства, но сохранившего кислотные. Этот образец отличается максимальным содержанием рудной составляющей (52%), что также возможно при кислотном выщелачивании карбонатной составляющей литогенной фазы корки, сформированной выше глубины карбонатной компенсации.

Аномальным составом характеризуется обр.17, поднятый с соседней станции. Однако на фоне пониженных содержаний малых элементов характер изменений в величинах Mn/Fe и MnO_2 (табл. 10) здесь иной, по-видимому, эти две станции разделены зоной геохимического барьера.

Осмысливание полученных результатов приводит к выводу о несомненном влиянии эндогенных факторов на формирование аномального химического состава корок. В то же время ореолы их проявлений чрезвычайно ограничены. Широко распространены в рифтовых сегментах существенно железистые отложения, реже – марганцевые. Если эндогенная поставка Fe не вызывает сомнений, то в отношении Mn это не столь однозначно. Для образования существенно марганцевых отложений достаточно наличия источника, локально изменяющего физико-химические параметры морской воды и не несущего Mn , а способствующего растворению ранее отложенных рудных образований и регенерации их в ином составе в благоприятных условиях. В последнем случае темпы роста отложений возрастают, и соответственно, содержания сопутствующих элементов снижаются.

Все другие образцы корок в этой области были получены из разломных зон на их межрифтовых отрезках. Они характеризуются составом, типичным для гидrogenных корок Центральной Атлантики. Мощность их, как правило, выше, чем отложений рифтовых зон. Их формирование происходит в более спокойной тектономагматической обстановке, сохраняющейся на протяжении геологически длительных отрезков времени. В меньшей степени это относится к межрифтовому отрезку разлома Меркурий, где мощности поднятых корок незначительны. Здесь же поднят обр. 27, отличающийся максимальными содержаниями Co , что, возможно, связано с минимальной глубиной его местонахождения (1800-2200 м).

Химический состав железо-марганцевых корок разлома Долдрамс и прилегающих областей, %
Chemical composition of Fe-Mn crust from the Doldrams fracture zone and nearby areas (in %)

№ образца	Станция*	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Cd·10 ⁻⁴	Mn/Fe	MnO ₂
2	619/50d	8°05,6'	40°00,7'	2960–3100	2	2,62	21,87	0,107	0,165	0,273	0,043	0,067	4,9	0,44	1,9675
3	625/14	8 40,0	39 00,7	2900–3100	2	10,04	21,05	0,235	0,260	0,242	0,059	0,065	4,9	0,48	1,9500
4	631/1	8 57,8	40 16,3	3090–3100	2	8,60	20,03	0,082	0,134	0,142	0,043	0,054	7,9	0,43	1,9392
6	644/6	8 07,8	40 34,8	3100–3700	50	9,64	21,22	0,220	0,145	0,167	0,042	0,056	6,9	0,45	1,9607
7	646/1a	8 07,9	40 14,0	2950–3100	3	11,24	23,11	0,169	0,154	0,234	0,046	0,063	4,9	0,49	1,9601
8	648/1a	8 13,0	37 27,0	3750–3900	30	10,86	21,05	0,224	0,196	0,273	0,049	0,065	5,4	0,52	1,9539
10	649/152	8 15,0	37 27,0	4450	12	9,07	21,74	0,127	0,157	0,225	0,039	0,069	2,0	0,41	1,9666
11	658/21a	8 17,7	38 04,0	4600	10	9,47	23,62	0,105	0,147	0,224	0,044	0,067	4,9	0,40	1,9671
12	659/97	8 15,0	37 56,4	4450–4650	25	4,28	23,96	0,206	0,130	0,087	0,032	0,050	1,0	0,18	1,9008
22	970/23a	8 16,5	38 19,4	3800–3900	8	12,53	24,68	0,063	0,180	0,232	0,056	0,078	4,3	0,51	1,9760
23	973/21	8 18,0	38 22,0	3800–3850	10	12,71	23,55	0,074	0,187	0,266	0,053	0,073	6,3	0,54	1,9780

* Первая цифра означает номер рейса

Разломные зоны Чейн и Романш

Материал для исследований ЖМО был получен в 13-м и 16-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов", проводивших работы по совместной Российско-Итальянской программе. Драгировками охвачены разломные зоны Романш и Чейн и сочленяющиеся с ними сегменты осевых частей САХ, амплитуда сдвига между которыми составляет 320 км. В центральной части разлома Чейн отмечены большие глубины впадин – более 4000 м. Все это отражает своеобразие сложной тектономагматической обстановки, в результате которой сформировался рельеф дна. Исследование ЖМО, помимо выявления их мощности и состава, имело целью использование их индикаторных свойств для характеристики обстановки рудообразования в различных морфоструктурных элементах рельефа.

На рис. 52 приведена схема района работ в 13-м рейсе и показаны точки отбора проб. Для разлома Чейн приведены и места драгировок, оказавшихся непродуктивными в отношении ЖМО. В большинстве случаев это фрагменты габбро и долерита, поднятые с глубин более 4000 м. Однако в большей части драг отмечались рудные отложения толщиной от пленок до 40 мм.

В центральной части межрифтовой зоны с южного борта разломной долины на ст. 1337, 1338 и 1339 подняты базальты с плотными крупнослоистыми корками толщиной до 40 мм. Состав их не выходит за рамки гидрогенных рудных отложений Атлантики (см. табл. 10). Такое сочетание толщины и состава позволяет сделать заключение о весьма стабильной обстановке рудоотложения в этом районе, существовавшей на протяжении миллионов лет.

Иной характер имеют рудные отложения, поднятые из области южного сочленения разломной зоны Чейн с сегментом рифтовой долины. Здесь, с восточного склона гряды пририфтовых гор, расположенных на западном плече рифта, на расстоянии 1–3 мили друг от друга при перепаде глубин в 700–800 м были подняты образцы ЖМО со ст. 1319, 1321, 1322. Первый представлен рыхлой корочкой в 2–3 мм, отложенной на фрагментах габбро, перидотита и долерита. Он характеризуется высокими отношениями Mn/Fe , равными 1,39 и необычно высокими концентрациями Ni – 0,93%. Обр. 1321 обладает твердой лористой коркой до 10 мм на аналогичных породах, но имеет существенно железистый состав ($Mn/Fe = 0,27$), низкие содержания малых элементов и необычно низкую степень окисленности марганцевых гидроксидов – $MnO_{1,5972}$. В 3 милях севернее со склонов небольшого конусовидного поднятия, приподнятого примерно на 500 м над грядой западных пририфтовых гор, получено большое количество обломков очень пористого базальтового стекла, покрытых желтым рудным веществом (обр. 1322), проникающим по прожилкам и порам внутрь. Оно сложено гидроксидами Fe со следовыми концентрациями малых элементов и Mn . Последний представлен исключительно закисной формой (Mn^{2+}), что в высокоокислительной обстановке океанского дна может сохраняться только в условиях современной эндогенной активности. На рис. 53, где приведена взаимосвязь морфоструктурного расположения образцов и изменений их состава, видно, что источником этих изменений может быть вулканическая деятельность, центрированная в области конусовидного поднятия. По-видимому, под этим влиянием сформировался и рыхлый налет на базальтах, поднятых с восточного склона гряды рифтовых гор (обр. 1331), примерно в 20 милях восточнее ст. 1322.

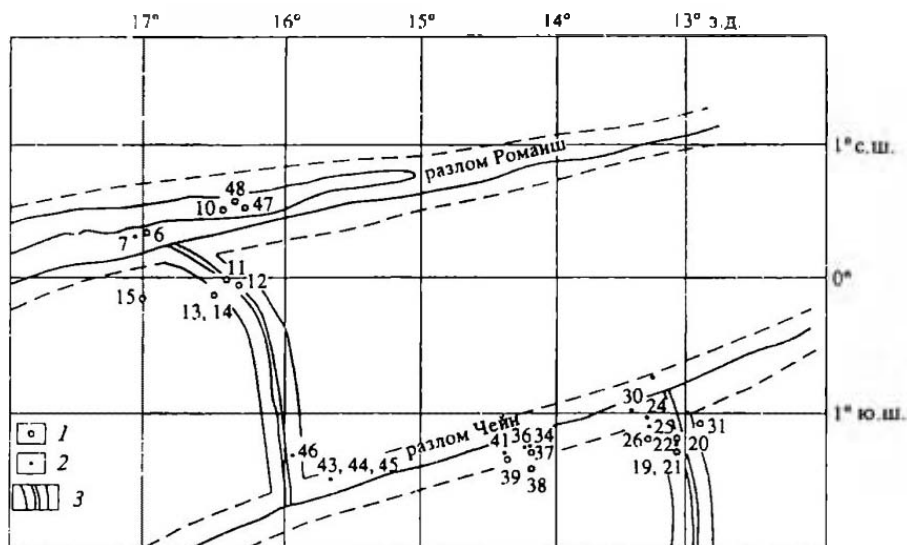


Рис. 52. Схема района исследований в разломах Чейн и Романш в 13-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов"

1, 2 - станции: 1 - с рудными отложениями, 2 - без рудных отложений; 3 - рифтовые сегменты САХ (см. примечание к рис. 48)

Fig. 52. Scheme of the working area in the Chain and Romanche fracture zone in 13 expedition of R/V "Akademic Nikolaj Strakhov"

1, 2 - stations with ore deposits (1) and without ore deposits (2); 3 - MAR rift segments. (See note to Fig. 48)

Ст. 1326 расположена в привершинной части крупной конусовидной горы в 16 милях к западу от оси рифта в пределах зоны сочленения рифтовой и трансформной долин. Здесь наряду с базальтами и ультрабазитами подняты фрагменты сильно пузыристых базальтовых стекол. Рудные корки на базальте (обр. 1326/1) по составу соответствуют гидрогенному типу ЖМО. Иной характер имеют отложения на базальтовом стекле (обр. 1326/2); они сформировались под влиянием более восстановительных условий и несут в своем вещественном составе весь комплекс соответствующих аномалий (пониженную окисленность Mn, низкие отношения Mn/Fe и низкие содержания малых элементов).

Следует отметить довольно высокие содержания никеля в ряде образцов (1319, 1326/1, 1331), поднятых в области сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины, иногда почти втрое превышающие средние показатели для ранее описанных нами образцов других разломных зон Атлантики. Однако этот феномен характерен и для ряда образцов ЖМО из разломной зоны Романш, поэтому на его причинах остановимся ниже.

ЖМО разломной зоны Романш были драгированы в 13-м и 16-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" с различных структур этого крупнейшего транс-океанического разлома Экваториальной Атлантики. Севернее этого разлома находится древнейшая область Атлантического океана, с которой 170 млн лет назад начиналось его раскрытие [65]. Разлом Романш характеризуется максимальной величиной сдвига по нему рифтовых сегментов САХ, достигающей 950 км. Эта область претерпела сложную геологическую историю, характеризующуюся неустойчивостью геодинамических систем как во времени, так и в пространстве [70]. Там же отмечается, что разные элементы структуры разлома

развивались по разным динамическим и кинематическим законам. Зоны деформаций здесь перемещаются, возникающие при этом новые разломы могут менять пространственную ориентацию. На схематической карте разломной зоны Романш отмечен ряд таких разломов (рис. 54), там же показано расположение станций отбора проб, охарактеризованных в табл. 11.

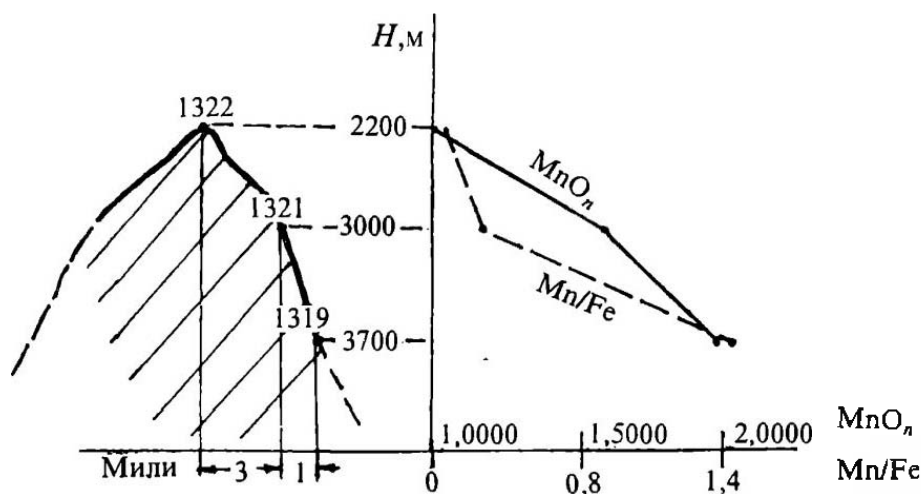


Рис. 53. Схема взаимосвязи морфоструктурного положения образцов со станций 1319, 1321 и 1322 разлома Чейн и изменений в показателях Mn/Fe и MnO_n

Fig. 53. Scheme of interrelation of morphostructural position of the samples from the Chain fracture zone (stations 1319, 1321 and 1322) and variations in Mn/Fe ratio and MnO_n (see note to Fig. 48)

Следствием всего этого является нестабильность условий рудоотложения, пестрота состава корок, их разновозрастность. В то же время состав корок свидетельствует о существенно гидрогенном формировании и не несет каких-либо признаков гидротермального влияния (табл. 12). Однако возникает вопрос, с чем могут быть связаны вариации в составе гидрогенных корок, для которых источником металлов является морская вода. Хорошо известно постоянство состава морской воды, не претерпевшего существенных изменений на протяжении 1,5-2 млрд лет [26]. В то же время вариации в составе корок свидетельствуют о более сложном пути их формирования, чем простая аккумуляция рудных компонентов из морской воды. Примером подобных отложений могут служить рудные корки разломной зоны Романш, на рассмотрении которых мы и остановимся. Главной особенностью состава этих корок является, как и для разлома Чейн, обогащенность Ni ряда образцов, приуроченных к определенным районам разломной зоны. И хотя здесь изредка встречаются менее обогащенные, по-видимому, более молодые корки, в целом при пересчетах на средние содержания эти районы четко выделяются. Расчет накопления металлов в корках сделан описанным ранее методом, однако из-за многочисленности образцов они были сгруппированы по приуроченности к определенным морфоструктурным элементам разломной зоны, и на основании полученных средних показателей (табл. 13) построены графики изменений состава корок (рис. 55).

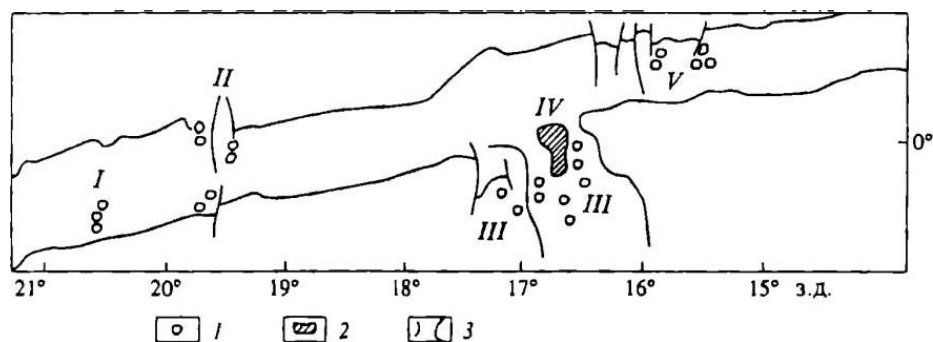


Рис. 54. Упрощенная схема разлома Романш с нанесенными станциями драгировок
I-V – группы станций
1 - отдельные станции; 2 - станции IV группы; 3 - поперечные разломы

Fig. 54. Simplified scheme of the Romanche fracture zone with dredge locations
I-V – groups of stations;
1 - single stations; 2 - stations of IV group; 3 - transverse faults

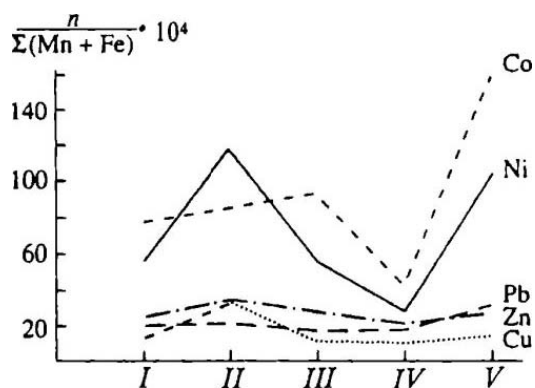


Рис. 55. Графики изменений содержаний металлов в рудной фазе корок (Mn+Fe) по группам (I-V)

Fig. 55. Variation diagrams of the metal contents in ore phase of the crusts (Mn+Fe) in groups (I-V)

Химический состав железо-марганцевых корок Атлантики между 12° и 14° с.ш., %
Chemical composition of Atlantic Fe-Mn crust between 12° and 14° N

№ образца	Станция	Координаты с.ш. з.д.		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Cd·10 ⁻⁴	Li·10 ⁻⁴	Mn/Fe	MnO _n
13	912/5	13° 38,6'	45° 16,0'	2900-3300	30	15,03	25,07	0,093	0,194	0,233	0,056	0,050	6,5	34,1	0,60	1,9835
14	918/1a	13 50,4	44 36,3	2400-2200	10	15,90	26,64	0,064	0,192	0,346	0,059	0,078	5,7	28,4	0,60	1,9795
15	931/1a	12 41	44 37	3000-2900	10	15,13	27,60	0,050	0,149	0,340	0,052	0,067	5,3	27,6	0,55	1,9755
16	914/30	13 25	44 55	3400-3000	18	47,82	4,91	0,082	0,061	0,036	0,011	0,005	4,5	1320,0	9,74	1,9520
17	916/416	13 21,6	44 57	2900-2160	2	9,19	21,74	0,026	0,052	0,137	0,045	0,021	5,1	28,1	0,42	1,9295
18	993/37a	11 58	44 01	2400-2200	10	15,44	23,67	0,067	0,208	0,323	0,060	0,076	4,7	30,2	0,65	1,9865
19	948/37	12 35	44 16	3100-3050	8	16,95	25,25	0,052	0,168	0,260	0,052	0,058	4,9	27,4	0,67	1,9815
20	949/19	12 42	44 14	3090-3060	40	17,33	27,30	0,097	0,184	0,336	0,057	0,071	6,3	26,8	0,63	1,9880
21	956/10	12 49	44 55	3400-3300	3	14,99	28,62	0,048	0,090	0,160	0,053	0,018	5,0	26,5	0,52	1,9575
24	984/2	12 24	44 02	3800-3600	2	12,55	29,85	0,045	0,083	0,126	0,056	0,022	5,3	26,3	0,42	1,9435
25	988/5a	12 17,6	43 41,3	2600-2300	11	17,49	23,79	0,054	0,203	0,355	0,058	0,078	6,1	27,4	0,73	1,9845
25	998/29	12 07,2	43 31	3400-3000	30	17,71	29,08	0,053	0,187	0,232	0,064	0,079	6,3	28,2	0,61	1,9895
27	999/5a	12 19,5	43 39	2200-1800	5	16,57	27,63	0,035	0,221	0,508	0,072	0,133	7,1	30,5	0,60	1,9890
28	924/4	12 38	44 40	4550-4200	40	12,98	25,08	0,104	0,186	0,248	0,057	0,060	6,1	51,0	0,52	1,9885

Результаты атомно-абсорбционного анализа (%) железо-марганцевых отложений из разломов Чейн и Романш
Atom-absorption analyses (%) of Fe-Mn deposits from the Chain and Romanch fracture zones

Станция, обр. №	Координаты		Глубина	Толщина корки, мм	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Cd·10 ⁻³	Li·10 ⁻³	Mn/Fe	MnO ₂
	с.ш.	з.д.													
1306(верх)	0°22'	17°02'	1000-2700	0-5	20,87	25,73	0,024	0,291	0,659	0,063	0,173	1,4	1,5	0,81	1,9900
1306(центр)				5-10	24,21	22,10	0,025	0,334	0,833	0,053	0,234	1,6	1,5	1,09	1,9930
1306(низ)				10-15	22,11	20,62	0,027	0,285	0,909	0,050	0,185	1,2	1,8	1,07	1,9932
1306/12	0 22	17 02	1000-2700	15	18,03	22,60	0,068	0,596	0,439	0,085	0,089	1,5	4,1	0,80	1,9712
1310/2	0 32	16 24	1400-1500	15	20,25	22,43	0,034	0,357	0,727	0,066	0,182	1,6	1,6	0,90	1,9877
1310/4	0 32	16 24	1400-1500	15	20,50	21,94	0,078	0,541	0,826	0,081	0,146	1,7	2,7	0,93	1,9863
1347	0 32	16 15	1300-1800	Налет	2,47	9,40	0,008	0,041	0,220	0,027	0,027	1,3	4,4	0,26	1,8785
1348	0 33	16 21	1600-1800	1	21,61	19,46	0,019	0,418	0,871	0,065	0,135	1,8	2,5	1,11	1,9764
1311/1a	0 01	16 26	3400-3500	8	9,26	32,50	0,036	0,047	0,098	0,057	0,010	1,8	1,5	0,28	1,9190
1312	0 05	16 23	2800	1	8,03	21,44	0,019	0,057	0,121	0,045	0,024	1,5	2,1	0,37	Не опр.
1313	0 07	16 30	3300-3500	1	8,77	20,12	0,024	0,044	0,114	0,045	0,027	1,2	2,0	0,43	1,8677
1314/1a	0 07	16 32	2900-3000	5-10	6,05	19,13	0,017	0,060	0,121	0,040	0,025	1,4	3,0	0,31	1,8976
1315	0 09	17 02	3800-3900	1	13,59	16,00	0,037	0,225	0,265	0,049	0,064	1,6	2,1	0,85	1,9426
1337	1 14	14 12	3000-3400	2-3	15,07	19,14	0,028	0,213	0,371	0,049	0,031	1,4	2,4	0,79	1,9668
1338/1	1 23	14 11	3400-3500	40	15,19	29,69	0,061	0,187	0,288	0,067	0,085	1,3	1,8	0,51	1,9895
1338/2	1 23	14 11	3400-3500	35	15,69	26,06	0,046	0,191	0,288	0,057	0,078	1,7	2,0	0,60	1,9847
1339	1 18	14 20	4100-4300	5	17,78	22,27	0,085	0,032	0,144	0,069	0,056	1,4	3,5	0,80	1,9770
1319	1 14	13 06	3200-3700	2-3	23,10	16,66	0,088	0,930	0,129	0,101	0,009	2,3	7,7	1,39	1,9585
1321	1 14	13 07	2800-3000	8-10	4,94	17,98	0,020	0,066	0,053	0,075	0,017	1,4	2,1	0,27	1,5972
1322	1 11	13 09	2100-2200	5-7	0,38	15,18	0,011	0,019	0,008	0,021	0,012	0,9	2,4	0,02	1,0000
1331/1a	1 03	12 57	3000-3500	3	8,28	20,45	0,034	0,326	0,083	0,047	0,031	1,6	2,4	0,40	1,8877
1326/1	1 07	13 19	2300-2400	1-2	18,90	23,92	0,024	0,768	0,409	0,063	0,113	1,7	1,6	0,79	1,9857
1326/2	1 07	13 19	2300-2400	5	7,29	17,65	0,029	0,131	0,159	0,040	0,043	1,3	2,7	0,41	1,9438

Местоположение и характеристика образцов железо-марганцевых корок разлома Романш
Location and characteristic of Fe-Mn crusts from the Romansh fracture zone

№ п/п	№ ст/обр	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Порода в основании
		с. ю. ш.	д. л.			
1	01/1	-0°48,2' - 0°48,5'	20°35,8' - 20°35,7'	3300-3100	20	Перидотит
2	01/12	-0 48,2 - 0 48,5	20 35,8 - 20 35,7	3300-3100	20	Конкреция
3	04/5	-0 54,2 - 0 53,9	20 36	3445-3180	8	Габбро
4	04/12	-0 54,2 - 0 53,9	20 36	3445-3180	20	Корка
5	05/25	-0 46,1 - 0 46,9	20 36,1 - 20 36,2	5200-4800	10	Брекчия
6	07/1	-0 37,6 - 0 37,9	19 45,3 - 19 45,3	3140-2880	4	Перидотит
7	12/8	-0 30,1 - 0 30,7	19 36,8 - 19 36,9	4350-4250	5	Метасоматит
8	19/2	-0 11,1 - 0 11,2	17 07,1 - 17 06,8	3200-3100	50	Перидотит
9	23/4	-0 07,8 - 0 08,3	16 44,6	2830-2750	6	Корка
10	24/а	-0 05,5 - 0 05,7	16 39,4 - 16,39,6	3350-3000	1	Долерит
11	25/1	-0 08,3 - 0 08,0	16 36,9 - 16,36,4	2400-2300	1	Базальт
12	26/11	-0 01,2 - 0 01,0	16 20,1 - 16 19,9	3000-2600	1	"
13	28/2	-0 05,1 - 0 05,0	16 17,8	2350-2000	15	"
14	31/1	-0 29,8 - 0 29,7	16 17,8 - 16 17,5	2700-2100	2	Долерит
15	33/37	-0 27,6 - 0 28,0	16 28,6 - 16 28,1	2850-2750	15	Базальт
16	36/1	-0 22,6 - 0 23,4	16 33,7 - 16 33,9	3250-2700	15	"
17	39/1	-0 24,3	16 49,5 - 16 49,7	2600-2500	3	"
18	40/3	-0 22,5	17 01,3 - 17 01,5	2770-2700	15	Корка
19	44/1	0 05,4	16 42,5 - 16 42,6	3800	1	Базальт
20	53/17	0 37,0 - 0 37,2	15 51,9 - 15 51,4	1150	20	Фосфатизированный известняк
21	58/3	0 36,8 - 0 36,9	15 18,0 - 15 17,5	4300-3800	3	Гарибургит
22	60/2	0 43,1 - 0 42,8	15 20,7 - 15 20,6	2450-2250	15	Конкреция
23	62/1	0 38,2 - 0 38,3	15 48,1 - 15 47,8	1360	20	Фосфатизированный известняк
24	68/2	0 05,5 - 0 05,8	16 31,3 - 16 31,0	3300	2	Гарибургит
25	73/1	-0 07,2 - 0 07,9	19 35,9 - 19 35,7	4000-3800	10	Базальт
26	78/7	0 02,9	19 41,8	2400-2150	40	Корка
27	79/14	0 01,2 - 0 02,1	19 44,6 - 19 44,8	3300-2750	30	"

Местоположение в разломной зоне:

- 1, 2 – северный склон южного поперечного хребта в активной части разлома,
- 3, 4 – южный склон того же хребта,
- 5 – северный склон того же хребта,
- 6 – северный склон другого южного поперечного хребта в активной части,
- 7 – медианный хребет в активной части,
- 8 – субмеридиональный хребет в 30 милях к западу от оси рифта,
- 9–12 – привершинная часть поднятия к западу от оси рифта,
- 13 – поднятие в 5 милях к востоку от оси рифта,
- 14 – изометрическая гора в 7 милях к западу от оси рифта,
- 15 – субмеридиональная гряда в 15 милях к западу от оси рифта,
- 16 – поднятие в 10 милях от оси рифта,
- 17 – диагональная депрессия в 40 милях к западу от рифтовой зоны,
- 18 – к западу от предыдущего,
- 19 – зона сочленения рифта с разломом,
- 20–23 – северный поперечный хребет разлома (20, 23 – высота С, 21, 22 – высота D),
- 24 – зона сочленения рифта с разломом,
- 25–27 – борт субширотной депрессии, параллельной разлому.

Table 11 (Note)

Location in the fracture zone:

- 1, 2 – north slope of south transverse ridge in the active part of the fracture zone,
- 3, 4 – south slope of the same ridge,
- 5 – north slope of the same ridge,
- 6 – north slope of another south transverse ridge in active part,
- 7 – median ridge in active part,
- 8 – submeridional ridge 30 miles to the west from rift axis,
- 9–12 – upper part of the high to the west from the rift axis,
- 13 – high 5 miles to the east from the rift axis,
- 14 – isometric mountain 7 miles to the west from rift axis,
- 15 – submeridional ridge 15 miles to the west from rift axis,
- 16 – high 10 miles to the west from rift axis,
- 17 – diagonal depression 40 miles to the west from rift axis,
- 18 – to the west from previous,
- 19 – rift fracture zone intersection,
- 20–23 – north transverse ridge of the fracture zone (20, 23 high C, 21, 22 high D),
- 24 – rift fracture zone intersection,
- 25–27 – slope of sublatitudinal depression, parallel to the fracture zone.

Таблица 12

Table 12

Результаты атомно-абсорбционного анализа железо-марганцевых корок, %
 Atom-absorption analyses (%) of Fe-Mn crusts, %

№ станции/ обр.	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Mn/Fe	MnO _n *
01/1	14,04	23,12	0,037	0,206	0,382	0,100	0,086	0,61	1,9779
01/4	12,60	22,12	0,044	0,185	0,324	0,100	0,032	0,57	1,9746
04/5	16,01	24,12	0,044	0,215	0,273	0,103	0,089	0,66	1,9863
04/12	14,31	24,86	0,062	0,204	0,354	0,098	0,091	0,58	1,9797
05/25	17,52	19,62	0,080	0,261	0,134	0,089	0,065	0,89	1,9686
07/1	15,62	21,87	0,057	0,492	0,287	0,126	0,027	0,71	1,9690
12/8	15,62	19,24	0,167	0,432	0,180	0,124	0,067	0,81	1,9795
19/2	9,26	18,87	0,042	0,190	0,134	0,083	0,041	0,49	1,9644
23/4	12,28	30,74	0,097	0,136	0,241	0,108	0,020	0,40	1,9650
24	12,21	23,99	0,030	0,117	0,230	0,093	0,044	0,51	1,9590
25	9,33	15,12	0,012	0,112	0,443	0,061	0,050	0,62	1,9464
26/11	8,48	21,99	0,019	0,084	0,173	0,074	0,046	0,39	1,9245
28/2	10,84	30,61	0,054	0,088	0,206	0,110	0,037	0,35	1,9677
31	15,68	24,99	0,021	0,178	0,373	0,112	0,103	0,63	1,9656
33/37	14,50	25,49	0,047	0,277	0,279	0,108	0,063	0,57	1,9772
36/1	13,32	24,74	0,030	0,164	0,397	0,101	0,077	0,54	1,9775
39/1	14,57	25,12	0,026	0,197	0,354	0,102	0,070	0,58	1,9787
40/3	20,00	21,99	0,078	0,490	0,552	0,135	0,044	0,91	1,9835
44	10,90	19,70	0,078	0,222	0,095	0,101	0,049	0,55	1,9266
53/7	18,11	22,62	0,049	0,692	0,280	0,153	0,022	0,80	1,9558
58/2	14,31	23,24	0,034	0,157	0,354	0,082	0,086	0,62	1,9776
60/2	19,68	21,12	0,100	0,615	0,558	0,150	0,112	0,93	1,9802
62/1	13,13	28,74	0,068	0,373	0,910	0,135	0,273	0,46	1,9581
68/2	11,95	24,24	0,027	0,095	0,144	0,084	0,278	0,49	1,9448
73/1	14,24	27,49	0,053	0,167	0,253	0,110	0,096	0,52	1,9796
74/2	18,70	15,62	0,095	0,676	0,183	0,143	0,037	1,20	1,9513
79/14	12,87	25,49	0,244	0,519	0,428	0,128	0,091	0,50	1,9448
78/7	11,95	30,11	0,135	0,325	0,665	0,136	0,174	0,40	1,9674

* Степень окисленности Mn

Средние величины отношений малых элементов к суммарным содержаниям
Mn и Fe ($\cdot 10^4$) для пяти выделенных групп железо-марганцевых корок

Average ratio of some elements to total concentrations of Mn and Fe ($\cdot 10^4$)
for the 5 divided groups of Fe-Mn crusts

№ группы	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	n*
1	78	57	14	26	19	5
2	85	117	33	34	21	6
3	92	56	11	27	16	9
4	41	28	10	21	18	8
5	158	100	12	27	30	7

* n число образцов.

При этом с запада на восток по простиранию разлома были выделены следующие пять групп станций отбора проб: *I* – крайний западный участок – ст. 01, 04, 05; *II* – по профилю вкрест простирания разлома в области развития крупных деформаций – ст. 07, 12, 73, 74, 78, 79; *III* – по периферии зоны сочленения разлома и рифтовой долины – ст. 19, 23, 24, 25, 31, 33, 36, 39, 40; *IV* – непосредственно в структурах зоны сочленения разлома и рифтовой долины САХ – ст. 11-14, 26, 28, 44, 68; *V* – на восточном продолжении пассивной части разлома – ст. 10, 47, 48, 53, 58, 60, 62 (см. рис. 54).

На графике видно, что главные различия в накоплении микроэлементов обусловлены резким увеличением содержаний Ni и Co на фоне слабых вариаций других элементов (Zn, Pb, Cu). При этом минимальными значениями характеризуются корки *IV* группы – из зоны сочленения разлома и рифтовой долины САХ. Это наиболее молодые отложения, отражающие начальную фазу гидрогенного накопления металлов. Для них характерны также пониженные значения отношений Mn/Fe и степени окисленности Mn. Аналогичные отложения имеют широкое распространение в более северных приэкваториальных разломных зонах в сходных структурах. По мере удаления от рифтовых зон (*III* группа) начинается усиление накопления Ni и Co, достигающее максимума по Ni в наиболее древних структурах как к востоку, так и к западу от зоны сочленения рифта САХ с разломом (*II* и *IV* группы). Снижение накопления малых элементов отмечено на крайнем западном участке отбора проб (*I* группа). Этот участок отделен от соседнего зоной крупных поперечных разлому деформаций и, судя по отсутствию здесь признаков осадконакопления, относится либо к молодым структурам, либо к области сильных придонных течений. Как показали данные сейсмопрофилирования, проведенного в 13-м и 16-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов", максимальной мощности (800 м) осадочная толща достигает в районе *II* группы станций. Наличие осадков отмечено и в котловинах пассивной части разлома (*V* группа). Сложное чередование зон накопления осадков и их отсутствия отмечено по периферии структур рифтовой долины, что, по-видимому, проявляется в многообразии состава поднятых здесь корок.

Отмеченная связь состава корок с осадконакоплением позволяет рассматривать осадочную толщу как источник дополнительной поставки Ni. Возможно, это относится и к Co, но здесь связь менее четкая, поскольку на нее накладывается хорошо известное закономерное увеличение содержаний этого элемента, связанное с минимальными глубинами отложения. При этом на первый план выходит специфика селективной сорбции Co гидроксидами Mn и Fe в условиях относительного океанского мелководья. В данном исследовании обогащенность Co особо проявлена в образцах *V* группы, большинство которых драгировано с глубин менее 2000 м.

Практически все корки, драгированные с поднятий, основания которых перекрыты мощным слоем осадков, обогащены Ni. К тому же в большинстве случаев эти корки имеют значительную толщину – до 40 мм, а возможно и больше, поскольку могут быть сколами с рудного основания (ст. 78, 79). Все это наводит на мысль о вероятной связи процессов, происходящих в осадках, с рудогенезом на поверхности выступающих поднятий. Факт возможной поставки Ni через осадочную толщу отмечен для конкреций Тихого океана [32]. Более того, авторы приходят к выводу о весьма ощутимом воздействии разломов на геохимические контуры распределения Ni в конкрециях, причем подчеркивается, что это происходит не за счет поставки с современным вулканизмом или гидротермальной деятельностью, а за счет гальмиролиза коренных пород.

Особенно богаты никелем глубинные породы океанического ложа (среднее 0,25%), имеющие широкое распространение в разломной зоне Романш, где они

обнажены вследствие контрастных вертикальных и горизонтальных движений отдельных блоков коры [66]. По-видимому, процессы гальмиролиза в этой части Атлантики прошли глубже, чем в других, более северных приэкваториальных разломах, и по возрасту ближе соответствуют преобразованиям, происходящим в тихоокеанских разломах. Существенно различаются, однако, условия связывания никеля железо-марганцевыми конкрециями, покоящимися непосредственно на осадках, и корками, формирующимися преимущественно на вершинах поднятий, отстоящих на сотни и тысячи метров от поверхности осадков.

Между тем известно стремление гидроксидов Mn к отложению на "активных" поверхностях, выступающих над поверхностью дна, при этом они способны мигрировать от источника в сторону наиболее благоприятных условий отложения, увлекая с собой сорбированные элементы. С другой стороны, своеобразие обстановки накопления осадков в локальных условиях межгорных котловин океанского дна приводит к тому, что формирование конкреций на их поверхности затруднено. Это связано с преобладанием положительных элементов рельефа, несущих высокий электростатический заряд и активно стягивающих гидроксиды Mn и Fe с высвобождающимися при диагенезе осадков металлами. В условиях сейсмотектонической неустойчивости не исключены и процессы образования осыпей, оползней и пр., способствующие локальному возникновению восстановительных условий в осадочной толще и интенсификации диагенетических процессов.

Практика показывает, что максимального развития ЖМО достигают на привершинных частях поднятий, склоны же, особенно крутые, покрыты рудными пленками и налетами. Это транзитные зоны миграции рудного вещества, поступающего как из осадков, так и из морской воды. При этом вещество морской воды создает основу состава рудных отложений, а причины вариаций зависят от конкретных условий отложения и могут быть разными. В разломной зоне Романш водородная основа корок проявляется в относительной стабильности отношений Mn/Fe и равномерном накоплении Cu, Zn и Pb. Повышенные же концентрации Ni и Co образуются в результате наложения на водородное накопление сложного комплекса процессов, происходящих в субстрате океанского ложа и мобилизующих металлы при гальмиролизе пород и диагенетических преобразованиях в осадках. Важнейшую роль при этом играет специфика коллоидно-химических и сорбционных свойств гидроксидов главных рудообразующих металлов Mn и Fe.

Предложенная модель формирования вещественного состава ЖМО основана на единстве генезиса всех окисных руд океана, независимо от форм их проявлений. Значительная часть крупных конкреций имеет асимметричный состав – верхние их корочки больше соответствуют водородным отложениям, чем нижние, более обогащенные металлами [161]. В то же время они представляют единое тело, формирующееся в зоне геохимического барьера на контакте осадок – вода, с единым механизмом образования. Асимметрия в составе конкреций возникает за счет специфики проявления сорбционных свойств гидроксидов Mn (и Fe), находящихся в разных физико-химических условиях – морской воды и осадка [12]. По условиям отложения можно провести аналогию между верхними частями конкреций и корками подводных обнажений, однако механизм поступления рудного вещества, дополнительного к водородному, у них может несколько различаться. Причем этот второй процесс приводит иногда к существенному преобразованию рудных отложений как в отношении главных металлов – Mn и Fe, так и сопутствующих им малых элементов.

Общие замечания

Процессы железо-марганцевого рудоотложения широко проявлены в центральных областях Атлантики. В то же время здесь наблюдается существенное преобладание железа над марганцем, постепенно снижающееся к периферийным областям океана. Это может свидетельствовать о заметной рудогенерирующей роли спредингового хребта в поставке Fe для окисленных руд и явном дефиците Mn в этом процессе.

В обширной северной приэкваториальной зоне САХ существенно марганцевые отложения были зафиксированы только в двух точках: в рифтовой зоне на 13°25' с.ш. и менее выраженные вблизи зоны сочленения разлома Чейн с южным сегментом рифтовой долины. В обоих случаях эти отложения имели локальный характер, и в непосредственной близости от них формируются существенно железистые корки. Такое сочетание обычно характеризует наличие зоны геохимического барьера, неизбежно возникающего в сфере действия гидротермальных излияний на границе с морской водой. При этом Mn маркирует внешнюю границу этой зоны, поскольку имеет более высокий потенциал окисления, чем Fe.

Такие ореолы повышенных концентраций Mn в осадках возникают независимо от того, являются ли исходные флюиды руденосными в отношении Mn или нет. Процесс этот стимулируется изменениями физико-химических параметров среды и широко проявлен в разнообразных условиях морской среды. Например, закономерны повышения концентраций Mn в зонах кислородного минимума в толще морской воды, или в поровых водах восстановленных осадков, и наконец, в водах бассейнов с восстановительной средой (Черное, Балтийское моря и др.), где содержания растворенного Mn в воде могут возрастать в десятки тысяч раз по сравнению с окисленной морской водой [15]. И все это происходит вне какой-либо связи с эндогенными причинами. Аналогичные условия возникают и на контактах с кислыми восстановительными гидротермальными флюидами с той лишь разницей, что эти излияния локализуются массой окисленной морской воды в узких рамках конкретного участка дна. Несмотря на низкие концентрации растворенного Mn в морской воде (0,05-0,1 мкг/л), общие запасы его достаточны для синхронного с активизацией гидротерм стягивания и осаждения в зоне геохимического барьера. В то же время эти отложения не имеют широкого распространения в пространстве, они прижаты к источникам упомянутых аномалий. По-видимому, по этой причине они не всегда фиксируются исследователями.

Упомянутое в работе гидротермальное поле на 15° с.ш. только недавно открыто, поэтому изучение его еще предстоит. Нам не удалось обнаружить здесь существенно марганцевых отложений, хотя южнее в том же сегменте САХ, на 13°25' с.ш., такие отложения встречены. По-видимому, этот единый геодинамический сегмент САХ (см. главу 2), находящийся в пределах границ обогащенных базальтов, характеризуется более широким проявлением гидротермальной активности, чем уже обнаруженная.

Значительно лучше изучено гидротермальное поле ТАГ на 26° с.ш., открытое 23 года назад [150]. Здесь побывали десятки международных экспедиций разной специализации, проведены неоднократные спуски на глубоководных обитаемых аппаратах (ГОО) и даже дважды были попытки проведения буровых работ, к сожалению, не увенчавшиеся успехом. Наиболее ценные наблюдения дали работы с ГОО, однако возможности их ограничены примерно 10-метровой видимостью в полосе выбранного маршрута. Тем не менее они показали эпизодичность и многократность активизации гидротермальной деятельности на поле ТАГ в пределах последних 120 тыс. лет [143, 144, 145, 167]. Периодичность пуль-

сирования "черных курильщиков" за последние 20 тыс. лет происходит здесь каждые 5–6 тыс. лет. При этом вследствие цементации подводящих каналов изменяются их пути, и очередные прорывы гидротерм происходят в новых точках на расстояниях в сотни метров или первых километров от старых [19].

Из этого следуют два главных вывода: во-первых, о геологической эфемерности существования гидротермальных полей на фоне десятков миллионов лет существования океана, а следовательно и Fe-Mn рудоотложения на его дне; во-вторых, о неизбежности растворения и переотложения этих руд в процессах эпизодической активизации гидротерм. Причем последнее в условиях описанной нестабильности может происходить неоднократно, что приводит к образованию особо богатых Mn отложения в виде прожилков, корок и даже цемента в брекчиях. Естественно, что все эти отложения будут резко обеднены малыми элементами, накопление которых является функцией времени. Очевидно, по этой же причине ЖМО вблизи рудоносных гидротерм с Cu-Zn минерализацией не несут признаков обогащения этими металлами. Площади самих гидротермальных полей стерильны в отношении Mn – отложения его гидроксидов появляются за пределами аномальных условий и концентрируют регенерированный металл. Это не исключает частичное попадание Mn в гидротермальные плюмы (или облака) повышенных концентраций гидротермального вещества в морской воде, сопровождающих иногда особо крупные выбросы флюидов. Однако основные источники вещества в таких плюмах могут быть разными для их компонентов, объединенных вместе в силу возникших аномалий в физико-химических параметрах плюмов, отличающихся от среды морской воды. Поэтому такие плюмы недолговечны и быстро рассеиваются в океане [97].

В последние годы проблема металлогении океана особенно в отечественной литературе все более подразделяется на два направления – сульфидное рудоотложение и окисное Fe-Mn. Причем они становятся все более конкурирующими друг с другом, что связано с необходимостью выбора приоритетов для дорогостоящих морских экспедиций. Это мешает разработке теоретических основ океанского рудогенеза в целом и резко усиливает значимость отдельных, частных явлений, происходящих на океанском дне. Именно таково соотношение между единым для Мирового океана мощнейшим процессом железо-марганцевого рудоотложения и точечными проявлениями на его фоне гидротермальной сульфидной рудоносности – процесса геологически эфемерного, происходящего в агрессивной для него среде и не нарушающего сколько-нибудь существующего в океане равновесия.

Не имея возможности более подробно остановиться на известных фактах, якобы доказывающих существенную роль эндогенного источника поставки Mn в океанах, отметим, однако, что все они трактуются обычно без должного учета конкретных ситуаций. Так обстоит дело со ставшим классическим примером гидротермальных марганцевых отложений в Галапагосском спрединговом центре, где в действительности источником Mn являются пелагические осадки, проработанные гидротермальным раствором [8, 10]. Так же односторонне оценивается в литературе вклад эндогенного марганца в состав металлоносных осадков ВТП, что также рассмотрено нами критически в работе [9].

Слабость позиции сторонников эндогенной поставки Mn связана с недостатками в разработке гипотезы о взаимодействии термальных растворов с породами океанической коры. В ее основе лежат экспериментальные исследования, результаты которых не соответствуют наблюдаемому геохимическому облику гидротермальных руд в природе. Существующие на этот счет расхождения глубоко проанализированы в работе Г.Ю.Бутузовой, заключившей, что "вся совокупность геологических, геохимических, петрологических и изотопных данных...

не дает оснований рассматривать процесс взаимодействия термальных растворов с базальтами океанической коры как основной, а тем более единственный источник металлов при формировании гидротерм и образующихся при их разгрузке полиметаллических рудопроявлений" [22, с.69–70]. Одним из важных аргументов против упомянутой гипотезы является отсутствие в гидротермальных отложениях Ni, который имеет высокую степень сродства с сульфидной серой, а в базальтах связан с оливином, быстро разрушающимся при гидротермальном выщелачивании. Г.Ю.Бутузова приводит убедительные данные, свидетельствующие о важной роли более глубокой флюидной фазы магматических расплавов в гидротермальном рудообразовании, т.е. в пользу классической гипотезы, развитие которой отражено в трудах А.Г.Бетехтина, В.И.Вернадского, Д.С.Коржинского и др. По-видимому, эти представления ближе к истине, чем принятые сейчас большинством морских геологов.

Но вернемся к главному металлу окисных руд океана – Mn. Интересно отметить, что на многих схемах процессов рудообразования в океанской высокотемпературной гидротермальной системе марганец отсутствует в ходе преобразований в базальтовом основании (рис. 56). Он появляется лишь на последней стадии формирования геохимической зональности вокруг гидротерм – в области развития окисленных рудных отложений, что может свидетельствовать о гидрогенном источнике его поставки. В принципе не вызывает сомнений сама возможность выщелачивания Mn гидротермальными растворами из любых пород, однако признаков обедненности базальтов Mn также не отмечено.

Марганец, как указывал В.И.Вернадский [24], содержится в ничтожных количествах в виде изоморфной примеси в составе изверженных пород, не образуя при этом ни одного марганцевого минерала. В то же время Mn в вадозных (биосферных) минералах образует самые стойкие формы (MnO_2). "Этот процесс шел в течение всех прошлых геологических эпох, что привело к концентрированию Mn в гидросфере и коре выветривания и образованию его чистых соединений, не известных в таком количестве и в такой форме в более глубоких слоях земной коры" [24, с.80]. По существу здесь прямо была указана вероятность образования колоссальных отложений Mn в океанических бассейнах до того как это стало общеизвестным.

Отечественная наука располагает и более поздними исследованиями, проведенными непосредственно в бассейнах и подтвердивших ведущую роль терригенного сноса в накоплении марганца на океанском дне, это – работы Н.М.Страхова и его последователей И.И.Волкова и Г.Ю.Бутузовой.

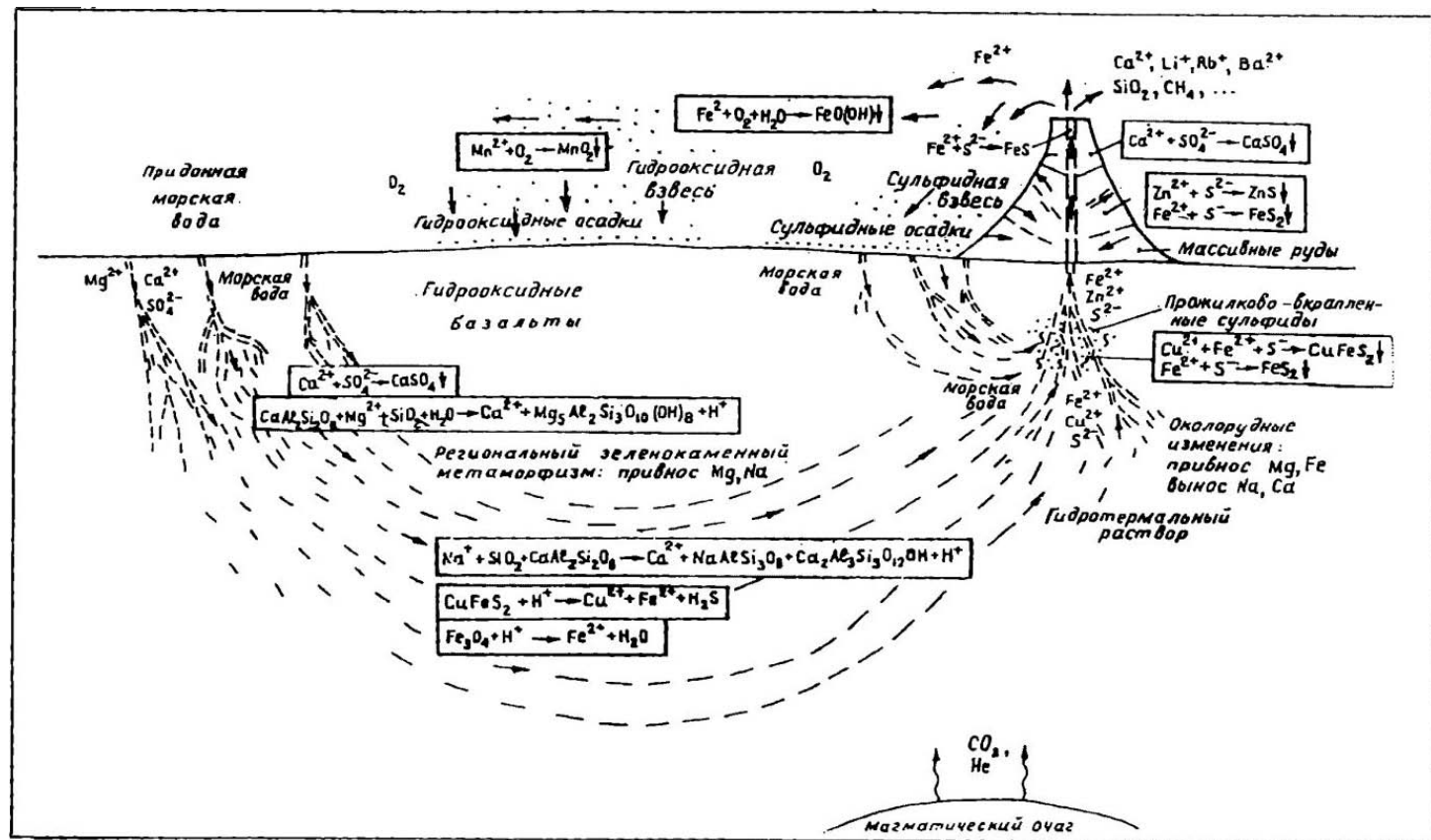


Рис. 56. Обобщенная схема процессов рудообразования в океанской высокотемпературной гидротермальной системе, по [28]
 Fig. 56. Generalized scheme of the ore-formation processes in the ocean temperature hydrothermal system after [28]

Выводы

1. Важным выводом исследования, проведенного в потенциально рудогенерирующих спрединговых сегментах САХ, является отсутствие признаков эндогенной поставки марганца в рудных отложениях, имеющих существенно железистый состав.

2. Отмечены закономерные различия в вещественном составе железо-марганцевых корок, образующихся в пределах структур, обрамляющих рифтовые сегменты САХ и из разломных зон. Первые содержат более низкие концентрации малых элементов и характеризуются пониженной степенью окисленности марганцевой фазы. Отношения Mn/Fe в них могут резко варьировать, но в большинстве случаев они ниже, чем в отложениях из разломных зон.

3. Судя по полученным данным, вокруг активных гидротермальных источников формируется специфическая рудная зональность с ярко выраженной границей зоны геохимического барьера, проходящей между существенно железистыми и марганцевистыми отложениями. Образование ее происходит прежде всего по причине перераспределения ранее отложенных окисных руд, растворяющихся синхронно с активизацией гидротермальной деятельности. Площади гидротермальных полей стерильны в отношении марганцевых отложений, весьма распространенных в центральных областях Атлантики. Таким образом, создаются ореолы регенерированных существенно марганцевых отложений вокруг действующих гидротерм, независимо от их исходной рудности или безрудности в отношении Mn .

4. Наибольшие аномалии в отношениях Mn/Fe отмечены в рифтовом сегменте САХ между разломными зонами Зеленого Мыса и Марафон, в пределах северной части которого недавно открыто поле гидротермальных сульфидных руд. Можно предполагать, что и южнее имеются очаги гидротермальной активности, что фиксируется по аномалиям в составе окисленных отложений вблизи $13^{\circ}25'$ с.ш.

Сходная ситуация наблюдается в области сочленения разломной зоны Чейн с южным сегментом рифтовой долины САХ. Здесь прослеживается специфическая рудная зональность в серии образцов, поднятых с отдельной, по-видимому, вулканической, постройки.

5. Получены данные, свидетельствующие, что анализ вещественного состава ЖМО (аномалии в отношениях Mn/Fe , содержаниях малых элементов и, особенно, в степени окисленности марганцевой фазы) можно использовать в качестве индикатора наличия гидротермальной активности на океанском дне, что существенно облегчает проведение соответствующих поисковых работ, а главное — удешевляет их на первых этапах исследований.

6. Предложена модель формирования вещественного состава железо-марганцевых корок, основанная на единстве генезиса всех окисленных руд океанского дна, независимо от формы их проявлений. На примере рудных отложений разломной зоны Романш показан сложный комплекс процессов, наложенных на гидрогенный механизм накопления рудных металлов и охватывающих мобилизацию металлов, высвобождающихся при гальмиролизе пород и диагенетических преобразованиях в осадочной толще. Важная роль при этом принадлежит особенностям коллоидно-химических и сорбционных свойств гидроксидов главных рудообразующих металлов, в частности Mn .

7. Исследования показали, что тектономагматическая активность способствует созданию условий нестабильности для окисного железо-марганцевого рудоотложения, проявляющихся как в ускоренном формировании корок, так и в вероятности их полного или частичного растворения с последующей регенера-

цией. Это обусловлено тем, что любые тектономагматические события на океанском дне всегда сопровождаются возникновением восстановительных условий, генерируемых в глубинных геосферах. История накопления Mn в океанах столь же древняя, как история образования современных океанических бассейнов. В отличие от Fe, значительная часть которого связывается в нерастворимых восстановленных минералах, круговорот марганца в океане замкнут. Он не образует подобных минеральных фаз, а переходит в раствор, вновь поступает в морскую воду и участвует в осадочном рудогенезе.

8. В рифтовых сегментах САХ складываются противоречивые условия для железо-марганцевого рудогенеза. С одной стороны, срединное положение хребта в Атлантике благоприятно для рудоотложения, поскольку здесь минимально сказывается разубоживающее влияние терригенного сноса. С другой стороны, это – зона рождения молодой океанической коры с присущей этому процессу активизацией эндогенных проявлений. Такое сочетание приводит к образованию мощных рудных корок на некотором расстоянии от рифтовых сегментов – на подводных обнажениях коренных пород, составляющих структуры разломных зон. Это типично гидрогенные отложения, формирующиеся, по-видимому, более высокими темпами, чем корки на периферических поднятиях Атлантического океана (Сьерра Леоне, Гвинейское и др.), что отражается в их обедненности малыми элементами.

Заключение

Рассмотрение структурных, вещественных и геодинамических особенностей поперечных разломных зон Центральной Атлантики позволяет отметить многообразие этих феноменальных тектонических структур, а также большую сложность их строения и развития. Они порождены воздействием на океанские геосферы целого ряда факторов как линейного, так и нелинейного характера. Субширотные простирания разломных структур дают основание видеть в этом отражение линейно действующих геодинамических факторов. Главный из них, как представляется, – влияние вращения Земли. В какой-то степени к ним может относиться и спрединговый механизм. К нелинейным факторам, на присутствие которых указывают многочисленные структурные признаки, относятся региональные и локальные вещественные и геодинамические неоднородности геосфер. Нелинейные факторы влияют на протяженность, внутреннюю структуру, глубинность разломных зон, отражаясь в хаотичности изменений всех этих параметров.

Выполненные исследования показали безусловную необходимость и перспективность геологического подхода к исследованию океанических разломных структур. Ранее этот подход практически не применялся. Он предполагает проведение в разломных зонах стратиграфических, петрологических, геохимических и тектонических исследований в их сочетании. На его основе рождаются представления об истории геологического развития структуры, региона и т.п., что составляет очень важную задачу геологии. Отсюда создается базис для металлогенических, общегеологических и конкретных геодинамических построений, являющихся как бы вторым этажом геологического познания.

Стратиграфические исследования в разломных зонах находятся пока в зачаточном состоянии. Ни одна скважина в их пределах еще не пробурена. В то же время в них имеются впадины, где мощность осадков достигает многих сотен метров, а иногда превышает 1 км. В ряде случаев впадины находятся вблизи спрединговых центров. Разбуривание их дало бы ценнейший материал для расшифровки геологической истории разломных структур. Идея эта уже высказывалась нами представителям планирующего комитета программы океанского глубоководного бурения, но она осталась нереализованной. Лишь драгировочные работы принесли небольшой материал, который только подтвердил актуальность стратиграфических исследований. В данном случае подразумеваются палеонтологические находки, позволяющие заключить, например, о размахе вертикальных движений в пределах разломных структур.

В отличие от стратиграфии в петролого-геохимическом изучении пород разломных зон достигнут значительный прогресс. Прежде всего, оправдался прогноз, высказанный еще в 1980 г. о латеральной неоднородности мантии под океанами, отраженной в петролого-геохимических и изотопных характеристиках базитов, ультрабазитов и щелочных пород. Масштабы неоднородностей оказались весьма различными, при этом, как свидетельствуют не только приведенные в книге данные, но и многие другие источники, распространение их зачастую контролируется поперечными разломными зонами. Отсюда путь к сегментации Срединно-Атлантического хребта, а, соответственно, и к геодинамическим построениям.

В ходе исследований удалось разработать методику среднемасштабного геологического картирования глубинных пород океанского дна (15-й рейс НИС "Академик Николай Страхов"). Она основана на широком применении для расчленения базальтовых покровов такого показателя как степень палагонитизации стекла. Разумеется, очень важны были бы датировки абсолютного возраста по-

род, но их в массовом количестве получить трудно. Карта была составлена для района восточного сочленения ралома Зеленого Мыса с рифтовой долиной САХ (рис.57). Среднемасштабному геокартированию океанского дна принадлежит большое будущее, и в этом смысле выполненная пионерная работа может рассматриваться как весьма удачный опыт.

Хотя и немало сделано по обособлению и осмыслению петролого-геохимических провинций в океанах, работа эта должна быть продолжена.

Тектонические исследования разломных зон открыли многие важные черты в их строении, о которых раньше ничего не было известно. В первую очередь это относится к такому явлению как тектоническая расслоенность океанской литосферы. Установлено, что в пределах разломных зон (а равно и днища океанских котловин) присутствуют надвиговые структуры, образующие, соответственно, ансамбли тектонического скупивания. Эту особенность подчеркиваем, поскольку она имеет принципиальное значение для общих геодинамических построений.

Изучение морфоструктур и разрезов коры выявило также иные тектонические деформации, в том числе на флангах разломных зон, демонстрирующие меняющиеся от места к месту многообразные тектонические и геодинамические обстановки.

Проведенные исследования позволили обособить различные категории разломных зон: крупнейшие демаркационные разломы (Романш), каких в Мировом океане, по-видимому, не более десятка; охватывающие большие океанские пространства, их в Атлантике несколько десятков; менее значительные – центральноокеанские, фланговые и др. Все они отражают сложнейшие геодинамические процессы в океанских геосферах, пока еще недостаточно смоделированные.

С той же точки зрения очень существенна проблема глубинности разломных структур. Вариации в глубинности весьма изменчивы и происходят в интервале от нескольких сотен метров до сотен километров.

Наконец, дифференцированный тектонический анализ выявил структуры разной временной генерации, что имеет первостепенное значение для уяснения последовательностей в структурном развитии разломных зон.

Металлогенический анализ позволил выявить соотношение между двумя типами океанского рудогенеза – железомарганцевым и сульфидно-полиметаллическим, приуроченным к разломным и спрединговым структурам. Первый из них, характеризующийся длительностью процесса рудоотложения и большими массами рудного вещества, является металлогеническим фоном для второго, эпизодического и локально проявляющегося.

Локальные аномалии в составе железомарганцевых отложений, контактирующих с гидротермальными проявлениями, позволяют использовать их в качестве поискового признака на глубоководные полиметаллические сульфидные руды.

Вся совокупность данных, полученных путем геологического подхода к океанским поперечным разломным зонам, требует нового взгляда на океанский тектогенез. Однако идея трансформации тектонических движений вдоль них в принципе сохраняется. Речь же идет о тектонической активности океанского ложа в целом. Проявленная в его пределах разломная тектоника не может более схематизироваться до примитивных геодинамических построений. При создании более адекватных моделей большое внимание должно уделяться учету нелинейных геодинамических эффектов в разломообразовании, ранее полностью выпадавших из поля зрения исследователей. Нельзя сомневаться, что в этой области океанской геологии нас ожидают новые и весьма значимые открытия. Полагаем, что первые шаги в этом направлении в данной книге сделаны.

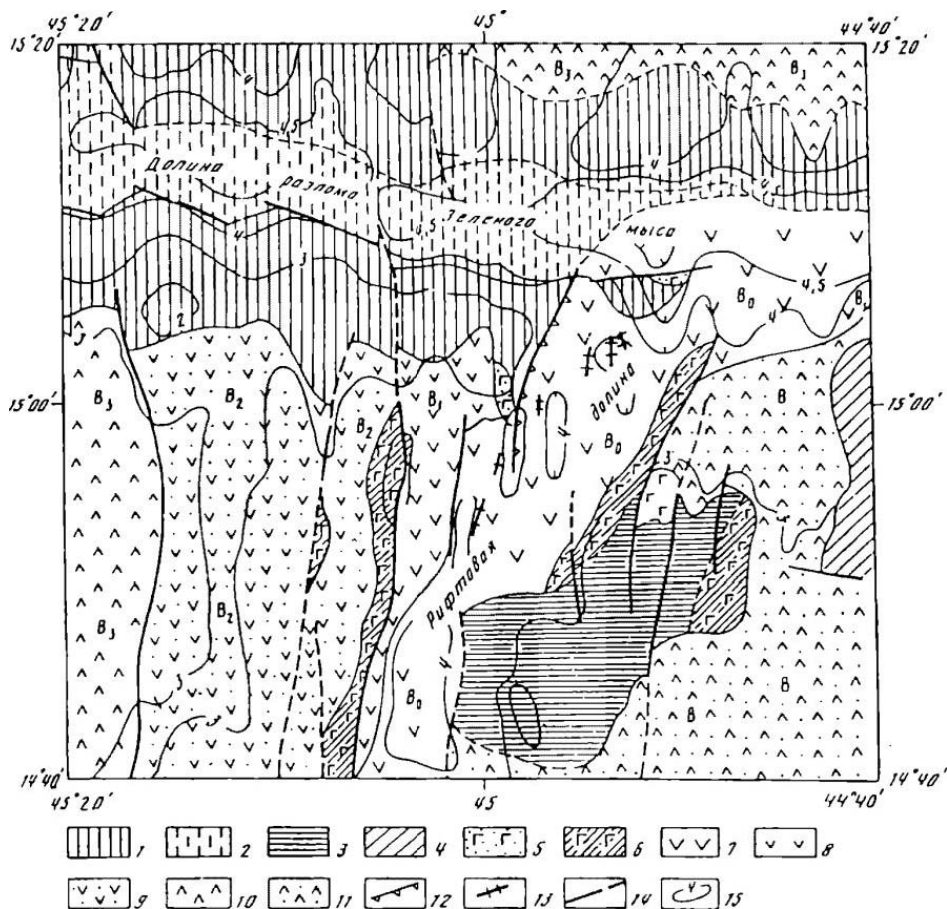


Рис. 57. Геологическая карта района восточного сочленения разлома Зеленого Мыса с рифтовой долиной. Масштаб оригинала 1:250 000

1 - габбро-гипербазитовый (гарzburgитовый) комплекс: гарzburgиты с отдельными телами габброидов, местами перекрытые потоками свежих и зеленокаменно-измененных базальтов; 2 - то же в трое разломной долины; 3 - габбро-гипербазитовый (гарzburgит-перидотитовый) комплекс преимущественно перидотиты с телами габброидов, местами перекрытые потоками базальтов; 4 - предполагаемые гипербазиты неясного состава; 5 - расслоенный комплекс: габброиды и гипербазиты расслоенного комплекса с фрагментами долеритов и зеленокаменно-измененных базальтов, перекрытые местами потоками свежих базальтов; 6 - метабазитовый комплекс: габбро и гипербазиты расслоенного комплекса, подвергшиеся полиформальному динамометаморфизму, местами перекрытые потоками зеленокаменно-измененных и свежих базальтов; 7 - 11 базальты: 7 - со свежим стеклом (B₀), 8 - с начальной степенью палагонитизации стекла (B₁), 9 - с частичной палагонитизацией стекла (B₂), 10 - с полностью палагонитизованным стеклом (B₃), 11 - со степенью палагонитизации стекол, меняющейся по площади неупорядочно (B), 12 - глубинный срыв, установленный по данным погружений "Nautil", 13 - вулканические гряды в рифтовой зоне, 14 - разломы; 15 - изобаты, тыс м

Fig. 57. Geological map of the area of the east intersection of Cape Verde fracture zone with rift valley. Scale 1:250 000

1 - gabbro-peridotite (harzburgite) complex: harzburgites with single gabbro bodies, in some places covered by fresh flows and greenstone basalts; 2 - the same in the trough of the fracture valley; 3 - gabbro-peridotite (harzburgite-herzolite) complex: herzolite with gabbro bodies predominate, in some places covered by basalt flows; 4 - prospected peridotites of unknown composition; 5 - layered complex: gabbro and peridotites of the layered complex with the dolerite fragments and greenstones; 6 - metabasalt: gabbro, and peridotites of the layered complex that went through polythermal dynamometamorphism, in some places covered by fresh flows and greenstone basalts; 7 - basalts with fresh glass (B₀); 8 - basalts with initial glass palagonitization (B₁); 9 - basalts with partial glass palagonitization (B₂); 10 - basalts with total glass palagonitization (B₃); 11 - basalts with uneven spatial glass palagonitization (B); 12 - detachment fault, established according to "Nautil" dives; 13 - volcanic ridges in rift zone; 14 - faults; 15 - isobath (in thousand m)

Summary

During the period of 1985-1994 the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences carried out investigations of the fracture zone tectonics of the Central Atlantic (2°S – 15°N). These results are presented in this book.

The morphostructural analysis of the transform fault zones revealed their great differences in size, penetration depth, inner structure, tectonic position, geological history and geodynamic. Lateral changes in the fracture zone structure resulted in their disintegration into separate structural segments. Neither length nor location of the segments show any regularities. The fracture zone morphostructural analysis suggests that the spreading in MAR goes very irregularly in speed, discretely, thus providing variable geodynamic fields. Although fracture zones are generally linear, their structure reflects "chaotic geodynamic".

The fault tectonics is related with the interaction of several factors: sublatitudinal stresses generated by spreading, submeridional force fields, Earth rotation, impact of extraterrestrial factors. There is also an influence of the composition and physical properties of the deep material.

In general, the fracture zone morphostructural analysis shows the great significance of the non-linear effects for the dynamic and kinematic conditions of their development.

Substantial results were obtained while studying mantle heterogeneities. It was shown that depleted N-MORB predominate north from Cape Verde fracture zone. South from this fracture zone (in the eastern intersection) area of enriched basalts (Angle anomaly), formed at high extent of partial melting of mantle material, is situated. Their spatial distribution coincides with the exposures on the bottom of highly depleted peridotites that is not a coincident and could be explained by the model proposed by E. Bonatti [1990], who suggested that mantle in this region could be metasomatically enriched in H₂O and light rare earth elements. High H₂O content sharply decrease temperature of peridotite partial melting and consequently increase (in comparison with normal) extent of partial melting with extraction of enriched basalts. Angle anomaly is shifted to the east relative to the MAR axis, while the Bougault anomaly is traced to the west. It means that these anomalies have different mantle sources.

South from 13° N up to the area of Strakhov fracture zone N-MORB with slight variations of their mantle sources, extent of partial melting and depth of formation predominate. Anomaly of enriched basalts, comparable with Bougault anomaly is situated in the area of Strakhov fracture zone.

Romanche fracture zone has very complex structure and is characterised by the coexistence of basalts, formed from different mantle sources and at different conditions of melt generation. In general mantle in the Romanche area is relatively could. An extra proof of it is in the wide distribution of low depleted peridotites; impregnation of peridotites by basalt melts and also in generation of basalt melts at less depth in comparison with the other MAR areas.

Transitions between different in composition mantle provinces are gradual. The higher the scale of heterogeneities the wider is the transition zone. Fracture zones situated in the transition zone does not change this rule, though in many cases fracture zones could be regarded as a boundaries between heterogeneities.

Established dimensions of the mantle heterogeneities expressed in the peculiarities of peridotite and basalt composition vary from first km. up to hundreds of km. Similarities in their spatial distribution are not observed. Good correlation of all petro-geochemical and isotopic data is typical for the most large anomalies of Central Atlantic like the Bougault anomaly. Small heterogeneities are allocated according to

the analyses of different petro- geochemical parameters, which often doesn't spatially coincide. Their origin is due to local and coincident development of many different processes. At the same time extent of heterogeneity could characterise one or another region and point to the differences in its geodynamic.

New data on the tectonic delamination that was found in the crust of the Central Atlantic is presented. Existing geological and geophysical data speak in favour of the wide distribution of this phenomena booth in the studied area and beyond it. Tectonic delamination was found in MAR, in ocean basins and in marginal areas of Atlantic. The combination of high amplitude vertical motions with tectonic delamination has resulted in limited distribution of "normal" oceanic crust.

The main cause of the tectonic delamination is a complex interaction of extensional zones (fracture zone valleys and rift zones) and compression (transverse ridges of fracture zones and interfracture zone areas as a whole). Major part of the lithosphere was under intensive lateral compression while the axis of maximal compression and extension were in horizontal position.

Tectonic delamination of lithosphere took place during the whole history of Atlantic opening, but it was more widespread in the early stages of its formation.

Manifestation of tectonic delamination in ocean crust and in the upper mantle resemble non-linear processes of the formation of Atlantic lithosphere as a whole. Interaction of extension and compression zones led to the formation of very complicated strength field in the crust with different orientation of the horizontal compression and extension axis. Tectonic delamination of the upper part of the lithosphere that took place in this field had unstable and chaotic distribution of its elements. High amplitude vertical motions of some parts of transverse ridges, existence of non-spreading blocks inside them in combination with tectonic delamination led to the formation of complicated thrust-block structure of the oceanic crust, that differ markedly from simple layered models.

Oceanic ore-formation processes within fracture and spreading zones are complicated. Two opposite processes of ore-formation coincide. On one hand this MAR area is good for the Fe-Mn oxide ore formation because it is far from impoverishment influence of terrigenous flow. On the other - here in spreading centres tectonic and magmatic processes are the most active and sometimes are accompanied by the discharge of reductional hydrothermal fluids and polymetallic sulphide ore-formation. Scales of these processes are incomparable. The first takes place for a long time in favourable conditions of highly oxidised media of ocean bottom. For the second this media is aggressive, it could take place sporadically and sulphide deposits exist only locally during the periods of endogenous activity.

This study has shown that the infiltration of acid reductional hydrothermals that take place along with widely distributed Fe-Mn ore- formation lead to the dissolving of the oxide ores and their regeneration near hydrothermal fields. Crusts of anomalous composition form during this process that could be used as a prospecting indications of polymetallic sulphides.

Differences in composition and Fe-Mn crust thickness in rift segments and fracture zones are established. The first have low thickness and are depleted in Mn that doesn't support the point of view of the possibility of intensive supply of Mn from endogenic sources.

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. N 1. С. 13–22.
2. Агапова Г.В. Особенности морфологии активной части разлома Страхова // Океанология. 1993. Т.33, N 2. С. 263–268.
3. Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // Там же. 1994. Т. 34, N 1. С. 107–112.
4. Агапова Г.В., Волокитина Л.П. О преобладающих простираниях разломов на дне океана // Там же. 1991. Т. 31, вып.1. С. 92–101.
5. Акимцев В.А., Шарапов В.Н., Колобов В.Ю. Гидротермальная минерализация Срединно-Атлантического хребта в зоне его сочленения с трансформным разломом Зеленого Мыса // Геология и геофизика. 1991. N 8. С. 32–36.
6. Аплонев С.В., Попов Э.В. Специфика магнитоактивного слоя и локальная нестабильность спрединга Срединно-Атлантического хребта между 23° и 26° с.ш. // Докл. АН СССР, 1990. Т. 314, N 3. С. 576–580.
7. Аплонев С.В., Трунин А.А. Миграция локальной нестабильности спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн // Физика Земли, в печати.
8. Базилевская Е.С. Источники марганца в океане // Природа. 1980. N 1. С. 25–29.
9. Базилевская Е.С. Металлогения океанского ложа по данным глубоководного бурения // Геология дна океана по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 85–90.
10. Базилевская Е.С. Металлоносные осадки океана // Природа. 1986. N 4. С. 34–41.
11. Базилевская Е.С. Подвижные формы марганца и сопутствующих элементов в железо-марганцевых конкрециях и осадках, извлекаемые методом кислотной экстракции // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 238–250.
12. Базилевская Е.С. Роль диагенеза в формировании железо-марганцевых конкреций в рудной провинции Кларион–Клиппертон // Тихоокеан. геология. 1985. N 6. С. 60–70.
13. Базилевская Е.С., Ильичева Л.В., Степанец М.И. О механизме формирования железо-марганцевых конкреций океана // Литология и полез. ископ. 1979. N 6. С. 85–94.
14. Балина Н.В. Офиолитовая модель океанической коры Центральной Атлантики (по данным МОВ ОГТ на Канаро-Багамском геотраверзе): Автореф. дис.... канд. геол.-минерал.наук. Саратов. 1995. 29 с.
15. Батулин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
16. Батулин Г.Н. Руды океана. М.: Наука. 1993. 303 с.
17. Белоусов М.С., Дараган-Сущева Л.А., Мащенко С.П., и др. Аномальная структура земной коры в районе трансформного разлома Кейн, Центральная Атлантика // Докл. АН СССР. 1993. Т. 333, N 5. С. 618–621.
18. Богданов Н.А. О тектоническом сучивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133–146.
19. Богданов Ю.А., Рона П.А., Гурвич Е.Г. и др. Реликтовые сульфидные постройки гидротермального поля ТАГ, Срединно-Атлантический хребет (26° с.ш., 45° з.д.) // Океанология. 1994. Т. 34, N 4. С. 590–599.

20. Бруэр Дж. Сейсмические методы изучения крупных разломов коры // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 289–297.
21. Буданов В.Г., Бурьянов В.Б., Русаков О.М. и др. Структура литосферы зон разломов Экваториальной Атлантики (7°–10° с.ш.) // Геофиз. журн. 1980. Т. 2, № 4. С. 12–22.
22. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук М., 1992. 78 с.
23. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках пещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение II: Источники рудообразующих металлов // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 3–18.
24. Вернадский В.И. Избранные сочинения Т.1. Очерки геохимии. М.: Наука, 1954. 696 с. / Ред. А.П.Виноградов.
25. Волков И.И. Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 17–40.
26. Гаррельс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 270 с.
27. Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск, 1991, 192 с.
28. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. С.-П.: Недра, 1992. 278 с.
29. Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1987. 222 с.
30. Горобиницкий А.М., Корякин Е.Д. О природе аномалий Буге в зонах трансформных разломов // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1994. Т. 69, № 2. С. 109–119.
31. Добрецов Н.А., Зонениян Л.П., Кузьмин М.И. и др. Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1991. № 8. С. 141–145.
32. Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. 175 с.
33. Зинкевич В.П., Магакян Р. Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1990. № 6. С. 99–112.
34. Зонениян Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
35. Зонениян Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
36. Ильин А.В. Проблема происхождения и развития поперечных разломов срединно-океанических хребтов // Проблемы океанизации Земли. Калининград: Изд-во КГУ, 1983. С. 120–138.
37. Кепежинскас П.К., Разницин Ю.Н., Дмитриев Д.А. Новые данные по структуре, возрасту и составу неспрединговых блоков в Центральной Атлантике // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 6. С. 883–887.
38. Коган Л.И., Зонениян Л.П., Сорохтин О.Г. Особенности строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП–МОВ) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 104–119.
39. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в Западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Там же. 1994. № 6. С. 23–41.
40. Коган Л.И., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н. Глубинное строение разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике и проблема аномальной коры трансформ. Докл. РАН, в печати.

41. Кольцова А.В., Голод В.И. Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехла в Атлантическом океане между 1° и 5°с.ш. // Докл. РАН. 1994. Т. 335, N 4. С. 471–475.
42. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. N 1. С. 3–25.
43. 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.
44. Ларин В.Н., Соловьева И.А. Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 235, N 5. С. 938–941.
45. Лисицин А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л., Лукашин В.Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1985. N 3. С.3–29.
46. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
47. Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Докл. АН СССР. 1994. Т. 335, N 1. С.70–73.
48. Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта // Там же, в печати.
49. Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324, N 3. С. 643–647.
50. Мазарович А.О., Рихтер А.В. Структура острова Маю (Острова Зеленого Мыса) // Там же. 1986. Т.290, N 2. С. 425–429.
51. Мозгова Н.Н. Нестехиометрия состава минералов и развитие идей В.И.Вернадского об их конституции // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1994. N 4. С. 1-9.
52. Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 192 с.
53. Одинокоев Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. N 1. С. 97–103.
54. Пейве А.А., Бонатти Э. Перидотиты разлома Чейн (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т. 329, N 5. С. 625–627.
55. Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Бонатти Э. Перидотиты// Структура разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 233 с.
56. Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Ляпунов С.М., Сколотнев С.Г. Неоднородность мантии в районе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике по данным изучения базальтов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, N 1. С. 165–168.
57. Пейве А.А., Сушчевская Н.М., Ляпунов С.М., Кононкова Н.Н. Особенности толеитового магматизма района разлома Зеленого Мыса в Атлантике (13°–15° с.ш.) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, N 5. С. 1174–1178.
58. Пейве А.А., Щербаков С.А. Ультраосновные породы.// Строение разлома Зеленого Мыса, Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С. 106–117.
59. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. N 5. С. 3–17.
60. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика //Геотектоника. 1994. N 4. С. 3–14.

61. Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: петрология и структура // Петрология, в печати.
62. Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. N 1. С. 49–61.
63. Пуцаровский Ю.М. Фундаментальные геологические исследования в океанах // Основные проблемы исследования Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 38–61.
64. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. АН СССР. 1994. Т. 335, N 5. С. 616–620.
65. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука. 1994. 85 с.
66. Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н. и др. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, N 1. С. 75–79.
67. Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. N 5. С. 5–13.
68. Пуцаровский Ю.М., Марков М.С., Перфильев А.С. Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 5–14.
69. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. N 4. С. 15–26.
70. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С. и др. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1994. Т. 334, N 1. С. 77–79.
71. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. N 6. С. 18–31.
72. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород // Там же. 1992. N 6. С. 63–79.
73. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319, N 2. С. 438–441.
74. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Геология разлома Долдрамс // Доклады АН СССР. 1989. Т. 302, N 1. С. 167–170.
75. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97–112.
76. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, N 6. С. 1441–1444.
77. Разницын Ю.Н., Звягинцев Л.И. Деформация пород зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. N 2. С. 33–42.

78. Разницин Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. и др. Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: структура, вещественный состав пород, сульфидная минерализация // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, N 4. С.
79. Разницин Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. N 2. С. 45–56.
80. Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, N 3. С. 678–680.
81. Страхов М.Н. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т. I. 212 с.
82. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
83. Строение зоны разлома Зеленого Мыса // М.: Наука, 1989. 193 с.
84. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика // М.: Наука, 1991. 222 с.
85. Суцевская Н.М., Волокитина Л.П. Тектоника и магматизм приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1995. Т. 35, N 2. С. 252–265.
86. Суцевская Н.М., Дмитриев Д.А., Колесов Г.М., Лохов К.И. Генезис толеитовых расплавов Срединно-Атлантического хребта района 8–9° с.ш. по данным изучения закалочных стекол // Геохимия 1992. N 1. С. 36–46.
87. Суцевская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г. и др. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш–Чейн (Экваториальная Атлантика) // Геохимия. 1994. N 2. С. 223–238.
88. Суцевская Н.М., Пейве А.А., Цехоня Т.И. и др. Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 1995 (в печати).
89. Суцевская Н.М., Удинцев Г.Б., Кононкова Н.Н., Колесов Г.М. Новые данные о составе базальтов 2-го сейсмического слоя приэкваториальной Атлантики (по данным 7-го рейса НИС "Академик Николай Страхов") // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, N 3. С. 671–676.
90. Сырников Н.М., Сизов И.А. Диссипативные процессы в горном массиве и проблема освоения подземного пространства // X Международная конференция по механике горных пород. М.: ИГД им. А.А.Скочинского, 1994. С. 39–53.
91. Трифонов В.Г., Перфильев А.С. Проявления современного тектонического расслоения литосферы на континентах и в океанах // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 17–26.
92. Челищев Н.Ф., Грибанова Н.К., Новиков Г.В. Сорбционные свойства океанических железо-марганцевых конкреций и корок. М.: Недра, 1992. 317 с.
93. Шарапов В.Н., Агапова Г.В., Бондаренко П.М. и др. Модель локальных деформаций земной коры гребневой зоны Центрального сектора Срединно-Атлантического хребта // Геология и геофизика СО РАН. 1993. Т. 34, N 9. С. 3–18.
94. Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Сколотнев С.Г. Рудная минерализация и следы термальных систем в пределах гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта в секторе 14°43'–15°10' с.ш., 44°24'–45°20' з.д. // Геология и геофизика СО РАН. 1993. Т. 34, N 8. С. 125–135.

95. Aubry M.-P., Berggren W.A., Schaaf A. et al. Paleontological evidence for early exposure of deep oceanic crust on the Vema Fracture Zone southern wall (Atlantic Ocean, 10°45' N) // *Mar. Geol.* 1992. Vol. 107. P. 1–7.
96. Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E. et al. Une coupe complete de la croûte oceanique sur le mur Sud de la zone de fracture Vema (Atlantic central): resultats preliminaires de la campagne Vemanaute // *C.R. Acad. Sci. Paris.* 1988. T.307, Serie II. P. 2061–2067.
97. Baker E.T., Massoth G.J., Feely R.A. Cataclismic hydrothermal venting on the Juan de Fuca Ridge // *Nature.* 1987. Vol. 329. N 6135. P. 149–151.
98. Banda E., Ranero C.R., Danobeitia J.J., Rivero A. Seismic boundaries of the eastern Central Atlantic Mesozoic crust from multichannel seismic data // *Geol. Sci. Amer. Bull.* 1992. Vol. 104. P. 1340–1349.
99. Basile Ch., Mascle J. Block faulting in oceanic crust: Example of intraplate deformation in the Equatorial Atlantic // *Mar. Geol.* 1990. Vol. 95. P. 45–50.
100. Belderson R.H., Jones F.J.W., Gorini M.A., Kenyon N.H. A long-range side-scan sonar (Gloria) survey of the Romanche active transform in the equatorial Atlantic // *Ibid.* 1984. Vol. 56. P. 65–78.
101. Bergman E.A. Intraplate earthquakes and state of stress in oceanic lithosphere // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 132. P. 1–35.
102. Bergman E.A., Solomon S.C. Source mechanisms of earthquakes near mid-ocean ridges from body wave from inversion: implication for the early evolution of oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 11415–11441.
103. Bergman E.A., Solomon S.C. Transform fault earthquakes in the North Atlantic: source mechanisms and depth of faulting // *Ibid.* 1988. Vol. 93. N B8. P. 9027–9057.
104. Bhattacharji S., Koide H. Theoretical and experimental studies of mantle upwelling penetrative magmatism, and development of rifts in continental and oceanic crusts // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 143. P. 13–30.
105. Birch F.S. The Barracuda Fault Zone in the Western North Atlantic: geological and geophysical studies // *Deep Sea Res.* 1970. Vol. 17. P. 847–859.
106. Bloomer S.H., Fisher R.L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench, a non-accreting plate boundary // *J. Geol.* 1987. Vol. 95. P. 469–495.
107. Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite. // *Tectonic and geologic evolution of the SE Asia seas and islands.* Am. Geophys. Union. Monogr. 27. 1983. P. 234–316.
108. Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St. Peter-Paul islets // *Nature.* 1990. Vol. 345. P. 800–802.
109. Bonatti E. Not so hot "hot spots" in the ocean mantle // *Science.* 1990. Vol. 250. P. 107–111.
110. Bonatti E. Intern. Symposium – The ocean floor: observations, theory and imagination. Acad. Nazionale dei lincei. Abstracts. Roma. 1994. P. 5.
111. Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // *Nature.* 1982. Vol. 300. P. 343–345.
112. Bonatti E., Honnorez J. Non-spreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge // *Science.* 1971. Vol. 174. P. 1329–1331.
113. Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. N 23. P. 4104–4116.
114. Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Equatorial Mid Atlantic Ridge: petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9. P. 247–256.

115. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // EOS. Trans. A G U. 1993. Vol. 75, N 32. P. 371–372.
116. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // J. of Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B11. P. 21779–21802.
117. Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zone. Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 91. P. 297–311.
118. Bonatti E., Peyve A.A., Kepezhinskas P., Kurentsova N. et al. Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge. 0°–15° N // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, N 4. P. 4461–4476.
119. 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. 1991. Ser. 3a. Vol. 53, N 2. P. 31–48.
120. Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al. Neogen crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35. P. 369–383.
121. Boudier F., Nicolas A. Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps) // Orogenic mafic and ultramafic association. Paris, 1980. P. 221–228.
122. Bougault H., Combon P., Corre O. et al. Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic ridge near 22° and 36° N // Tectonophysics. 1979. Vol. 55, N 1/2. P. 11–34.
123. Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 88, N 1/2. P. 27–36.
124. Bryan W.B., Thompson G., Ludden J.N. Compositional variation in normal MORB from 22–25° N: Mid-Atlantic Ridge and Kane Fracture Zone // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N 11. P. 11815–11836.
125. Casey F., Cannat M., Bougault U. MAR survey opens window to offset drilling // JOI/USSAC Newsletter. 1992. Vol. 5, N 3. P. 1–3, 10.
126. Christensen N.L. The abundance of serpentinites in the oceanic crust // Jour. Geol. 1972. Vol. 80. P. 92–101.
127. Cronan D.S. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 3831–3837.
128. Dosso L., Hanan B.B., Bougault H. et al. Sr–Nd–Pb geochemical morphology between 10 and 17° N on the Mid-Atlantic Ridge: new MORB isotope signature // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 106, N 1/4. P. 29–43.
129. Engeln J.F., Wiens D.A., Stein S. Mechanisms and depth of Atlantic transform earthquakes // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B1. P. 548–577.
130. Gasperini M. Global forces on the lithosphere // J. Geodynamics. 1993. Vol. 17, N 3. P. 121–132.
131. Girardeau J., Nicolas A. Structures in two of Bay of Islands (Newfoundland) ophiolite massifs: a model for oceanic crust and upper mantle // Tectonophysics. 1981. Vol. 77, N 1/2. P. 1–34.
132. Goddard D.A., Thompson G., Jones E.J.W., Okada H. The chemistry and mineralogy of ferromanganese encrustations on rocks from the Sierra Leone Rise, Equatorial Mid-Atlantic Ridge and New England Seamount chain // Mar. Geol. 1987. Vol. 77, P. 87–98.

133. *Grow A.J., Markl N.G.* IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the Mid-Atlantic Ridge // *Geology*. 1977. Vol. 5, N 10. P. 625-630.
134. *Gudmundsson A.* On the structure and formation of fracture zones // *Terra Nova*. 1993. Vol. 5, N 3. P. 215-224.
135. *Flovenz O.G., Gunnarsson K.* Seismic crustal structure in Iceland and surrounding area // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 189. P. 1-17.
136. *Honnorez J., Villeneuve M., Mascle J.* Old continental - derived metasedimentary rocks in the Equatorial Atlantic: an acoustic basement auterop along the fossil trace of the Romanche Transform Fault at 6°30' W // *Mar. Geol.* 1994. Vol. 117, N 1-4. P. 237-251.
137. *Houtz R.E., Ewing J.* Upper crustal structure as a function of plate age. // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 11. P. 2490-2498.
138. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 287-310.
139. *Jones E.J.W.* Fracture zones in the Equatorial Atlantic and the breakup of Western Pangea // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 533-536.
140. *Karson J.A., Casey O.E., Elthon D.H., Titus M.* Deformed and metamorphosed rock assemblage recognized in the Bay of Islands ophiolite complex // *Ophioliti*. 1984. Vol. 9, N 3. P. 463-486.
141. *Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlation of ocean ridge basalts chemistry with axial depth and crustal chemistry // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, N 8. P. 8089-8115.
142. *Lagabriele Y., Cannat M.* Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 319-322.
143. *Lalou C., Briche E.* On the isotopic chronology of submarine hydrothermal deposits // *Chemical Geology*. 1987. Vol. 65, N 4. P. 197-207.
144. *Lalou C., Thompson G., Arnold M.* et al. Geochronology of TAG and Snakepit hydrothermal fields Mid-Atlantic Ridge: witness to a long and complex hydrothermal history // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 97, N 1-2. P. 113-128.
145. *Lalou C., Thompson G., Rona P.A.* et al. Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the Transatlantic geotraverse "TAG" area, Mid-Atlantic Ridge 26°N // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1986. Vol. 50, N 8. P. 1737-1743.
146. *Louden K.E., White R.S., Potts C.G., Forsyth D.W.* Structure and seismotectonics of the Vema Fracture Zone, Atlantic Ocean // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143, N 5. P. 795-805.
147. *Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.-M., Bideau D.* et al. In-situ study of the eastern ridge-transform intersection of the Vema Fracture Zone // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 190. P. 55-71.
148. *McCarthy J., Mutter I.C., Morton J.L.* et al. Relic magma chamber structures preserved within Mesozoic North Atlantic crust? // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. P. 1423-1436.
149. *Melson W.R., Hart S.R., Thompson G.* St. Paul Rocks. Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications for partial melting // *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 132. P. 241-272.
150. *Metz S., Frefry J.H., Nelsen T.A.* History and geochemistry of a metalliferous sediment core from the Mid-Atlantic Ridge et 26° N // *Geochemica et Cosmochem. Acta*. 1988. Vol. 52, N 2. P. 2369-2378.

151. *Minshull T.A., White R.S., Mutter J.C.* et al. Crustal structure at the Blake Spur fracture zone from Expanding Spread profiles // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96, N B6. P. 9955–9984.
152. *Moos D., Zoback M.D.* Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // *Ibid.* 1990. Vol. 95, N 6. P. 9305–9325.
153. *Morris E., Detrik R.S., Minshull T.A., Mutter I.C., White R.S., Su W., Buhl P.* Seismic structure of oceanic crust in the Western North Atlantic // *Ibid.* 1993. Vol. 98. P. 13879–13903.
154. *Muller R.D., Roest W.R.* Fracture zones in the North Atlantic from combined Geosat and Seasat Data // *Ibid.* 1992. Vol. 97, N B3. P. 3337–3350.
155. *Muller R.D., Smith W.H.F.* Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates // *Ibid.* Vol. 98, N B5. P. 8275–8291.
156. *Musgrove L.A., Austin J.A.* Intrabasement structure in the Southern Angola Basin // *Geology*. 1985. Vol. 11, N 3. P. 169–173.
157. *Mutter I., Karson J.* Structural processes at Slow-spreading ridges // *Science*. 1992. Vol. 257. P. 627–634.
158. NAT Study Group. North Atlantic Transect: A Wide-aperture, two-ship multichannel seismic investigations of the oceanic crust // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90, N 12. P. 10321–10341.
159. *Passerini P., Zan L.* Lithospheric compression flanking spreading axes: A reappraisal // *Chemical Geology*. 1989. Vol. 47. P. 365–374.
160. *Potts C.G., White R.S., Louden C.G.* Crustal structure of Atlantic fracture zones-II. The Vema fracture zone and transvers ridge // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. Vol. 86, N 2. P. 491–513.
161. *Raab W.* Physical and chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules // *Ferromanganese Deposits of the ocean floor* / Ed. D.R.Horn. National Science Foundation, Wash. (D.C): 1972. P. 118–136.
162. *Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G.* Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt source // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1984. Vol. 85, N 4. P. 376–390.
163. *Roest W.R., Collette B.J.* The Fifteen Twenty fracture zone and North American - South American plate boundary // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143. N 5. P. 833–843.
164. *Rona P.A., Bougault H.L., Charlou J.L.* et al. Hydrothermal circulation, serpentinization, diapirism and mantle degassing at a rift valley - fracture zone intersection: Mid-Atlantic Ridge near 15°N, 45° W // *TOS*. 1988. Vol. 69, N 44. P. 1271.
165. *Rona P.A., Bougault H.L., Charlou J.L.* et al. Hydrothermal circulation, serpentinization and degassing at a rift valley - fracture zone intersection, Mid-Atlantic Ridge near 15° N, 45° W // *Geology*. 1992. Vol. 20, N 8. P. 783–786.
166. *Rona P.A., Scott S.D.* A Special Issue on Sea-Floor Hydrothermal Mineralisation: New Perspectives // *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88, N 8. P. 1935–1960.
167. *Rona P.A., Thompson G., Mottl M.J.* et al. Hydrothermal Activity at the Franks-Atlantic Geotraverse Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge Crest at 26° N // *J. of Geophys. Res.* 1984. Vol. 88, N 13. P. 11365–11377.

168. *Rosendahl B.R., Groschel-Becker H., Meyers J., Kaczmarick K.* Deep seismic reflection study of a passive margin, southeastern Gulf of Guinea // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 291–295.
169. *Rosendahl B.R., Meyers J., Groschel-Becker H., Scott D.* Nature of the transition from continental to oceanic crust and the meaning of reflection Moho // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 721–724.
170. *Salisbury M.H., Keen C.E.* Listric faults imaged in oceanic crust // *Ibid.* 1993. Vol. 21. P. 117–120.
171. *Schilling J.-G., Hanan B.B., McCully B. et al.* Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: a Nd–Sr–Rb isotopic study // *J. Geophys. Res.*, 1994. Vol. 99, N B6. P. 12005–12028.
172. *Sellevoll M.A., Mokhtari M.* An intra-oceanic crustal seismic reflecting zone bellow the deeping reflectors on Lofoten margin // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 7. P. 666–668.
173. *Shcherbakov S.A., Savelyeva G.N.* Structures of ultramafic rocks of the Mariana trench and the Owen fracture zone // *Geotectonics*. 1984. Vol. 18. P. 159–167.
174. *Shirey S.B., Bender J.F., Langmuir C.H.* Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform. Mid-Atlantic Ridge. // *Nature*. 1987. Vol. 325, N 6783. P. 217–223.
175. *Smoot N.Ch.* North Atlantic fracture zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 1119–1122.
176. *Thompson R.N.* Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts // *Earth Sci. Rev.* 1987. Vol. 24, N 1. P. 161–210.
177. *Van Andel T.H., Collins J.B., Bowen V.T.* The intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Vema fracture zone in the North Atlantic // *J. Mar. Res.* 1967. Vol. 25. P. 343–351.
178. *White R.S., Detrick R.S., Mutter J.C. et al.* New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology*. 1990. Vol. 18, N 5. P. 462–465.
179. *White R.S., Detrick R.S., Sinha M.C., Cormier M.N.* Anomalous seismic structure of oceanic fracture zones // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. Vol. 79. P. 779–798.
180. *Wiens D.A., Stein S.* Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B13. P. 11442–11464.
181. *Wilcock W.S.D., Purdy G.M., Solomon S.C.* Microearthquake evidence for extension across the Kane transform fault // *Ibid.* 1990. Vol. 95, N B10. P. 15439–15462.
182. *Wolfe C.J., Bergman E.A., Solomon S.C.* Oceanic transform earthquakes with unusual mechanisms or locations: relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere // *Ibid.* 1993. Vol. 98, N B9. P. 16187–16211.
183. *Yu-shen Zhang, Tanimoto T., Stolper E.M.* S-wave velocity, basalt chemistry and bathymetry along the Mid-Atlantic Ridge // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1994. Vol. 84, N 1–4. P. 79–93.

