

ГЛАВА 4. СТРУКТУРА РИФТОВОЙ ЗОНЫ И АКТИВНЫХ ЧАСТЕЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Срединно-океанические хребты находятся под пристальным вниманием тектонистов с момента их открытия (см. Глава 2). Именно здесь сосредоточен основной объем геолого-геофизических исследований океанической коры по международной программе (InterRidge), основными участниками которой с 1996 года являются Великобритания, Германия, Испания, США, Франции и Япония, при участии Норвегии, Португалии, а также Австралии, Канады и еще 9 стран Мира. Значительный объем работ в пределах медленноспредингового САХ позволил развить представления о его строении и модернизировать геодинамические модели. Результаты столь обширны, что одно только перечисление работ может занять сотни страниц текста.

Гребневая часть САХ изучена неравномерно. Обширная информация была получена о батиметрии на основании данных многолучевого эхолотирования между 24° и 31° с.ш. (Kong et al., 1992) и 30°40′ – 32°20′ с.ш. (Турко и др., 1992; Pavlenko, 1995), по Южной Атлантике (Grindlay et al., 1991). Новые батиметрические и магнитометрические данные были опубликованы недавно на осевую часть САХ между разломами Кейн и Зеленого Мыса (Gente et al., 1994; Аплонов, Трунин, 1995).

Исследованиями, Геологического института РАН, и совместными работами российско-итальянских экспедиций была охвачена гребневая часть САХ между районом экватора и 15°20′ с.ш., за исключением районов между 7°–5° и 9°–12° с.ш. Помимо этого имеются детально изученные американскими и французскими научно-исследовательскими судами участки дна в разломах Вима, Кейн, Зеленого Мыса и некоторые другие.

Общая характеристика рельефа и различных геолого-геофизических особенностей Срединно-Атлантического хребта в целом неоднократно приводилась в отечественной литературе (например, Ильин, 1976; Фроль, 1987). Наиболее современные данные о батиметрии Мирового океана и Атлантики, в частности, содержатся в цифровом атласе ГЕБКО (Digital..., 1997).

4.1. Общая характеристика рельефа Срединно-Атлантического хребта

Срединно-Атлантический хребет между Азорскими островами и экватором в плане плавно изогнут к

западу (Digital..., 1997). Его наиболее удаленная от Африки часть располагается между разломами Кейн и Марафон, проходя примерно по 45° з.д. (рис.4.1) Между 6 и 7° с.ш. ось САХ находится на 20° з.д., на траверзе Гибралтарского пролива – на 30° з.д. Хребет с севера на юг меняет простирание с северо-восточного на субмеридиональное, а затем на юго-восточное до разлома 7°10′N (условное имя разлома). Южнее, вплоть до экватора, осевая часть САХ имеет субмеридиональное простирание. Сообразно выделенным частям изменяется и смещение рифтовых долин. Южнее Азорских островов они смещаются к западу. Между разломами Кейн и Зеленого Мыса крупные смещения отсутствуют и, наконец, южнее начинается перемещение рифтовых долин к востоку. Наиболее значительное смещение хребта, как известно, существует в экваториальной области Атлантического океана.

Ширина рифтовой зоны по внешним подножьям пририфтовых гор, по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 1995), составляет от 250 до 300 км (рис.4.2). Между 18° с.ш. и экватором простирание рифтовой долины меняется от 340° до 30°. Рифтовая зона севернее разлома Вима, имеет генеральное меридиональное простирание, постепенно отклоняясь в северном направлении на северо-восток 10–15°. Южнее рифты имеют следующие простирания: Вима–Архангельского – 350°, 7°10′N – Сан–Паулу – 340°, Сан–Паулу – Романш – 340°, южнее экватора – 350°. Анализ разнообразного картографического материала показывает, что во многих местах обнаруживаются несоответствие простираний рифтовой зоны и рифтовой долины. Общий разворот сегментов рифтовой зоны между 16 и 2° с.ш. составляет около 60°.

Анализ продольного батиметрического профиля рифтовой долины и ее восточного и западного обрамлений, который был построен Г.В.Агаповой показал, что средняя глубина рифтовой долины между 16° с.ш. и 1° ю.ш. составляет 4000 м (рис.4.3). Относительно этого уровня выделяется два типа рифтовых долин. Первый имеет глубины менее 4000 м (13–15°, 10–11° и 1–7° с.ш.) или около средней (8–10° с.ш., 0°30′ с.ш.–1° ю.ш.). Второй – отличается большими глубинами (12–13°, 7–9°30′ с.ш., 0°30′–1° с.ш.) и располагается между двоянными разломами Марафон–Меркурий или полиразломными

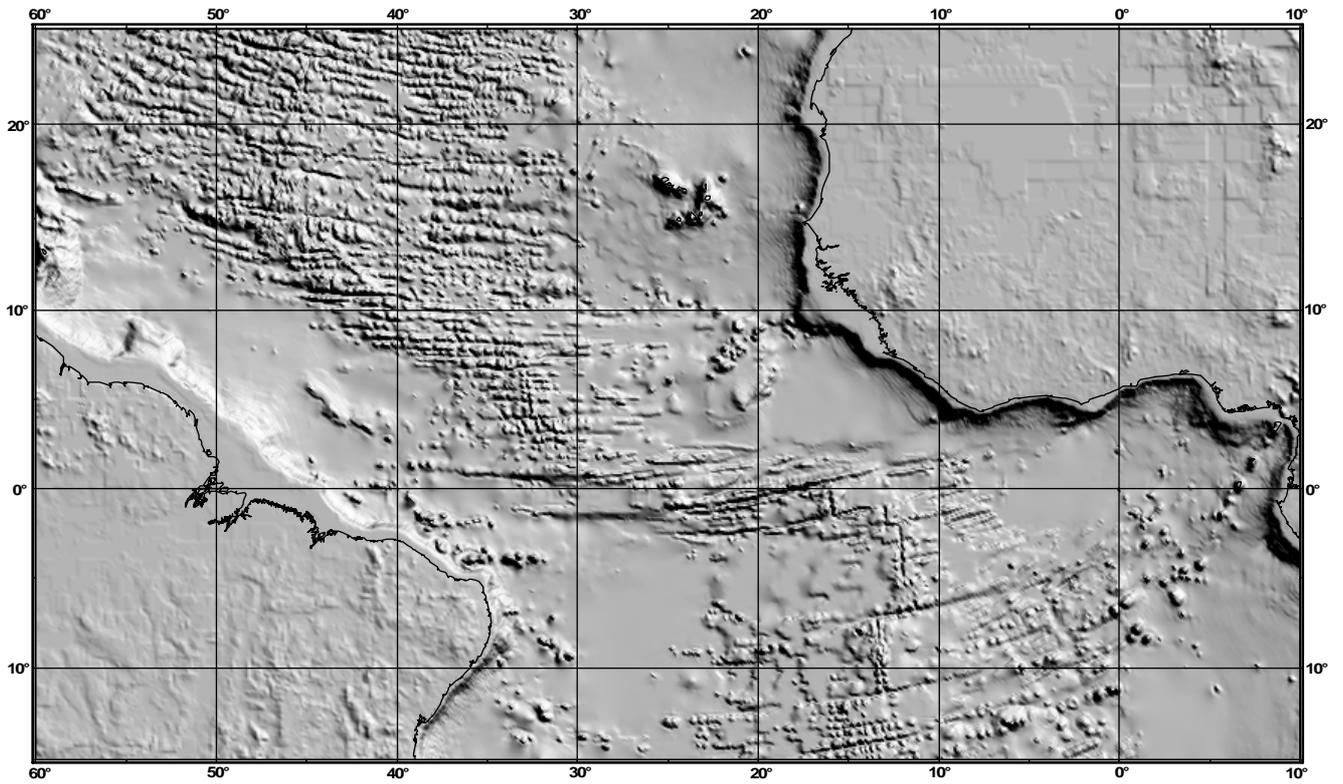


Рис. 4.1. Обзорная карта рельефа центральной части Атлантического океана с искусственной освещенностью (ETOPO5)

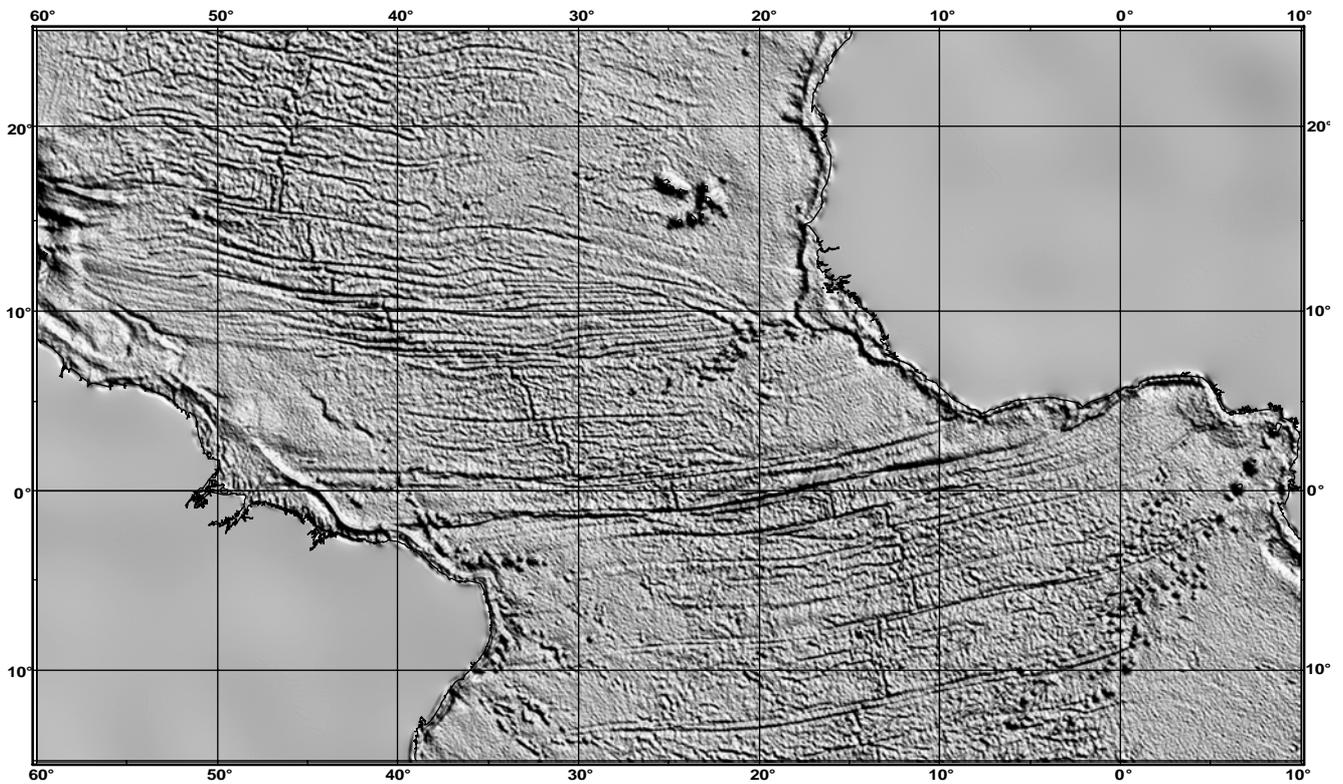


Рис. 4.2. Альтиметрия центральной части Атлантического океана (Sandwell, Smith, 1997)

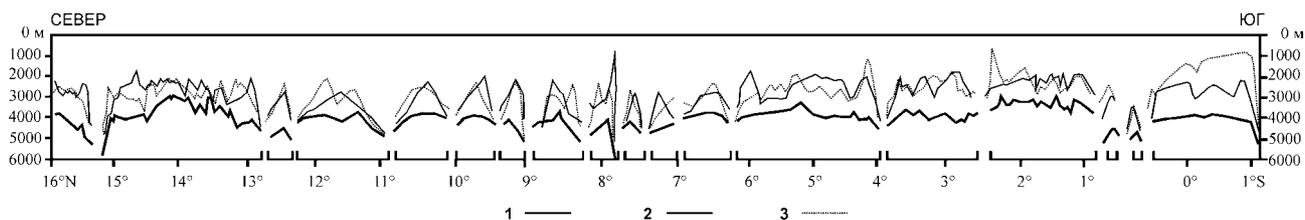


Рис. 4.3. Продольный профиль рифтовой зоны САХ между экватором и 16° с.ш. (построен Г.В.Агаповой). 1 - дно рифтовой долины, 2-3 - борта: 2 - западный, 3 - восточный

системами Архангельский – 7°10'N, Сан–Паулу. Соединение максимальных глубин показывает, что вдоль простираения хребта существуют пологие ундуляции дна и второй тип долин располагается или на градиентных зонах (Марафон–Меркурий, Архангельский–Вернадский) или в областях резких “провалов” (1°–2°40' с.ш.). С первым районом совпадает известная геохимическая аномалия Буго (Bougault et al., 1988) здесь развиты обогащенные ($La/Sm > 2$) базальты. Второй район изучен несравнимо хуже, но он также попадает в область обогащенных базальтов (Сущевская, Волокитина, 1995). Наиболее погруженная область рифтовой долины совпадает с районом развития наиболее деплетированных базальтов (Сущевская, Волокитина, 1995). Помимо указанных районов глубины дна, превышающие средние, развиты между 10 и 11° и 7°–5° с.ш.

Анализ симметричности/асимметричности рифтовых долин неоднократно приводился в литературе (Казмин, Борисова, 1992). Данные многолучевого эхолотирования, полученные в рейсах НИС “Академик Николай Страхов” позволяют детализировать картину. В самом общем виде устанавливается два района (см. рис. 4.2). Первый расположен между 4°30' и 16° с.ш. отличается более приподнятыми восточными бортами, за исключением района 12° – 6°30' с.ш. Южнее преобладают или более высокие западные борта или их глубины примерно равны. Более детальное рассмотрение показывает, что картина симметричности/асимметричности существенно более сложная. Вновь обособляется район, расположенный между разломами Архангельский – 7°10'N, к которым, с определенными оговорками можно отнести и часть САХ до 10° с.ш. Здесь установлена система узких наклонных к северу или югу блоков, причем направление их наклона меняется восточнее и западнее рифтовой долины. Принципиально сходная, но более сложное строение имеет участок хребта, расположенный между разломами Сан–Паулу–Св.Петра. Изменение наклона (шарнир) проходит в районе 2° с.ш. Еще более сложное строение имеет район, расположенный между разломами Зеленого Мыса и Марафон. При этом, если исключить из рассмотрения угловые поднятия, то также намечается ось шарнира в районе 13°40' с.ш. помимо указанных случаев устанавливаются факты резкой асимметричности рифтовой долины, разного масштаба. Наибольшую и резкую асимметрию имеет сегмент Чейн–Романш, в котором запад-

ная стенка повсеместно выше восточной примерно на 1000 м. Восточная стенка выше в районах 14°45', 13°30', 5°, 3°30', 1°30' с.ш., западная 13°20', 05°30', 02°20' с.ш. Проверка структурной позиции смены асимметрии внутри сегментов хребта показал, что в районах 2°, 5°30' и 13°45' с.ш. располагаются разрывы, выраженные в первых двух случаях разломоподобными протяженными зонами понижений рельефа, в последнем – резкое изменение простираения рифтовой долины, которое также было отнесено к классу разрывов. В других случаях смена асимметрии совпадает с районами изменения простираений рифтов Долдрамс–Вернадского (DLD_VER), Архангельского–Долдрамс (AR_DLD), в местах ответвлений (14°45' с.ш.) или отчетливых депрессий, пересекающих рельеф, но не имеющих большой протяженности на фланагах 11°30' с.ш.). Во всех случаях зоны разрывов совпадают с областями аномально высокого стояния долины.

4.2. Общая геологическая характеристика Срединно-Атлантического хребта между 16° с.ш. и экватором

Информация о коренных породах Срединно-Атлантического хребта поступала в течение десятков лет из трех основных источников – драгировок (рис.4.4), глубоководного бурения (рис.4.5) и данных с ППА. Помимо этого определенная информация была получена после станционных работ с трубками, черпаками, тралами и т.д. Все данные были систематизированы автором в виде специально разработанной таблицы, в которую вошли описания пород из опубликованной, отчетной литературы и личных наблюдений автора. В советских (российских) рейсах получение, первичную обработку каменного материала и (или) описания коллекций проводили сотрудники различных организаций: В.А. Акимцев, А.М. Асавин, М.П. Антипов, Б.А. Базылев, И.И. Бебешев, О.К. Богдановский, Э. Бонатти, З.С. Бубновская, Д.Ф. Велинский, П.А. Гладких, А.А. Гуренко, В.А. Гуцаки, Г. Дик, Д.А. Дмитриев, Л.В. Дмитриев, В.В. Еремеев, В.А. Ерошев–Шак, Е.Н. Емельянов, С.М. Жарков, С.К. Злобин, Б.П. Золотарев, Г. Каррара, Д. Кейси, П.К. Кепежинская, Л.Н. Когарко, В.Ю. Колобов, А.В. Кошкин, Н.А. Куренцова, Р.Г. Магакян, А.А. Никитин, Н.Е. Никольская, Д.М. Ольшанецкий, А.Н. Перцев, А.С. Перфильев, А.А. Пейве, Ю.Э. Ре-

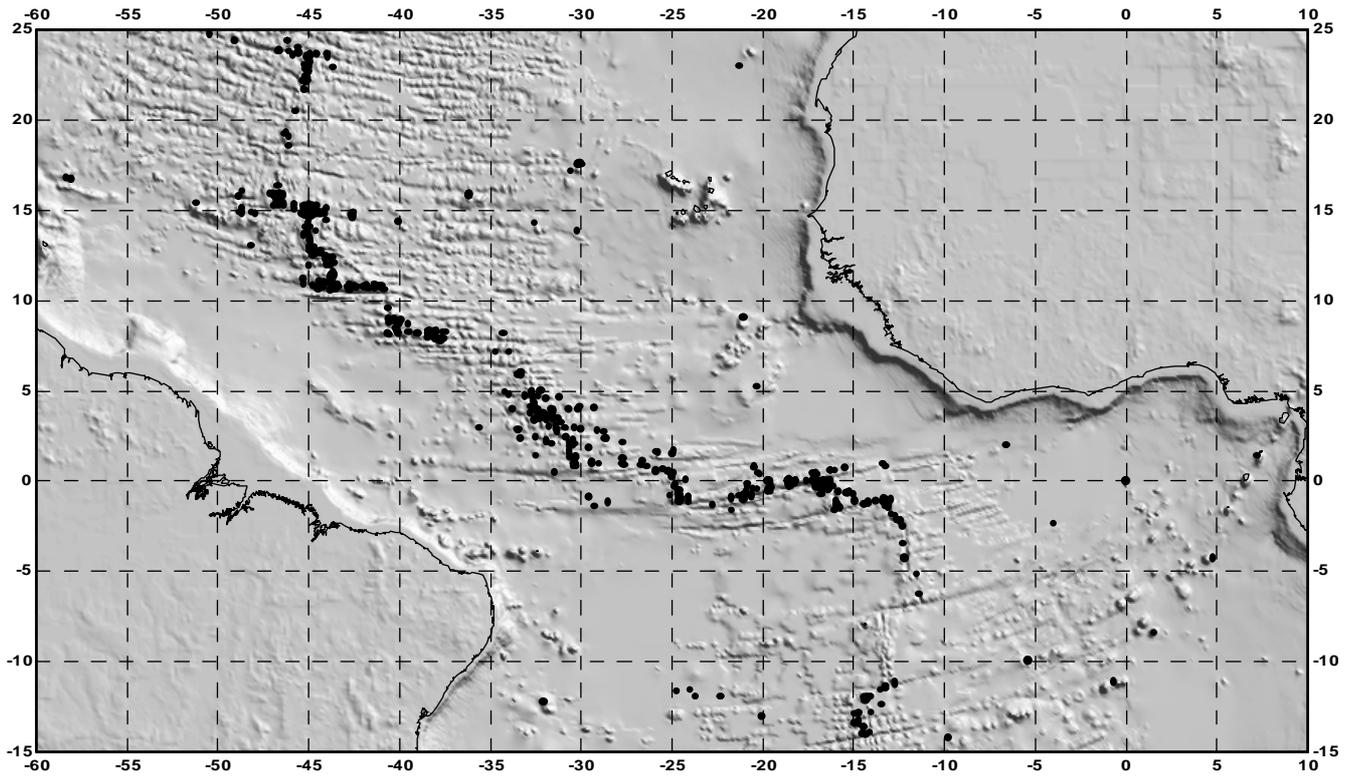


Рис.4.4. Карта расположения станций с находками коренных пород

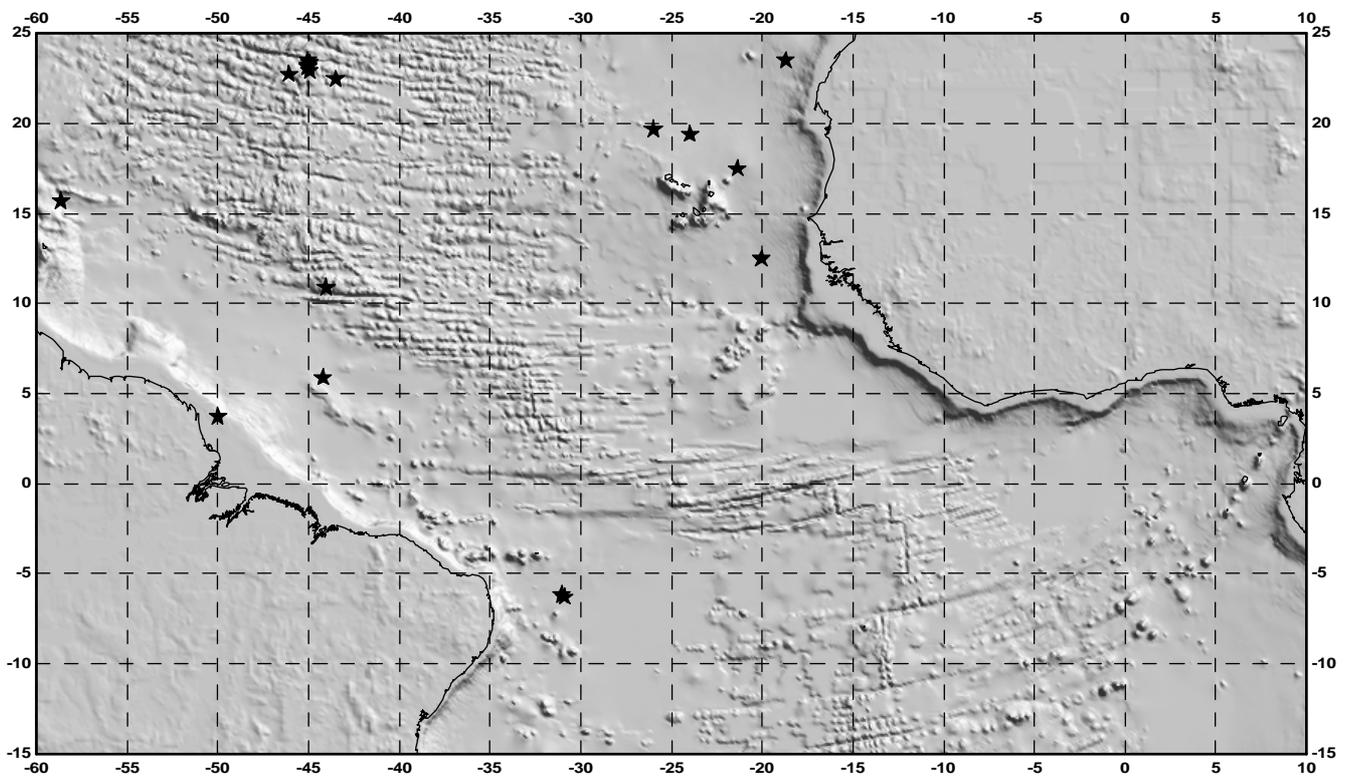


Рис.4.5. Карта расположения скважин глубоководного бурения с магматическими породами

байнс, Ю.Н. Разницын, Д.Ф. Ракитянский, В.П. Расторгуев, А.А. Рихтер, Н.А. Рудченко, С.П. Сигачев, С.А. Силантьев, С.Г. Сколотнев, В.А. Симонов, А.Б. Слущкий, Ю.К. Советов, Н.М. Сушевская, М.П. Тепелев, Г.А. Третьяков, В.А. Турков, П.И. Федоров, А.Н. Феногенов, В.Н. Шарапов, А.Я. Шараськин, О.А. Шмидт, Ф. Шуто, С.А. Щербаков, Г.С. Харин, О.П. Цамерян, В.А. Чечко, С. Эгер и многие другие.

Основной объем работ в центральной части Атлантики был проведен советскими (российскими), американскими, французскими и итало-российскими экспедициями. Автору известно порядка 1600 станций, из которых на 965-и были подняты коренные породы (см.рис.4.4). Из иллюстрации видно, что

исследования были сосредоточены, главным образом, вдоль осевой части хребта и активных частей разломных зон. Менее всего исследованы участки САХ от 16 до 22° с.ш., между 5 и 7° с.ш., а также между 5 и 10° ю.ш. Севернее 25° с.ш. также проводилось драгирование, но объем поднятого материала, судя по опубликованным данным меньше (рис. 4.6 А). Наибольшее количество станций с коренными породами находится от 15 до 7° с.ш. и 50°–35° з.д. (см. рис. 4.4, 4.6А и 4.7А). Несколько меньшее, но примерно одинаковое количество станций сосредоточено в районах разломов Страхова–Сан-Паулу и Романш–Чейн (см.рис.4.4, 4.6А, 4.7А). Хорошо изучен также район разлома Кейн, где проводилось не

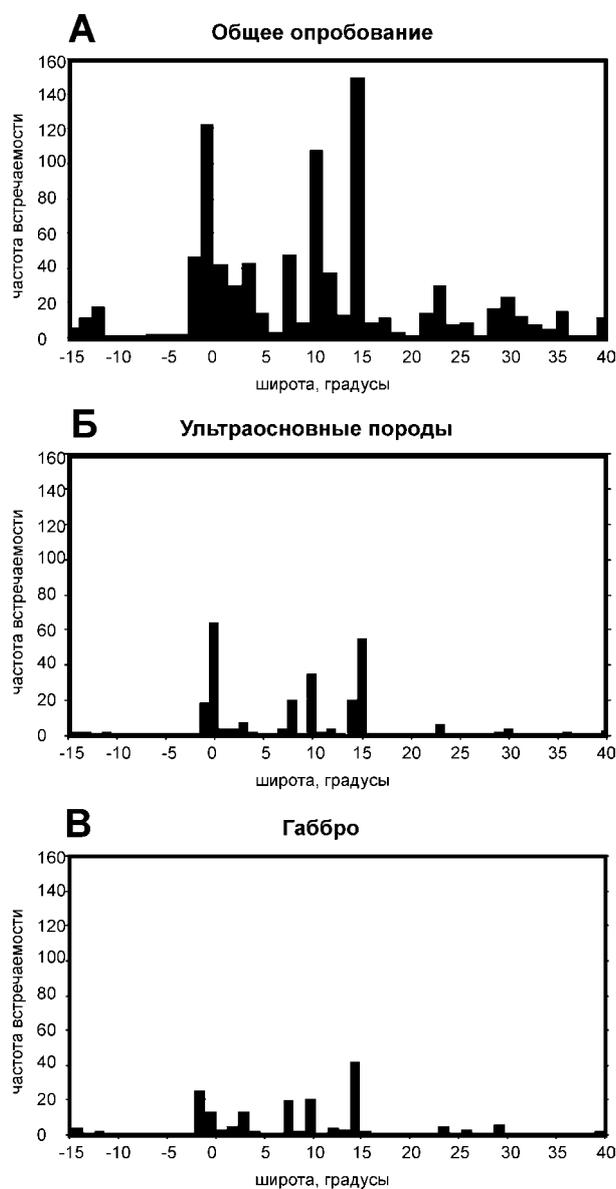


Рис. 4.6. Встречаемость разных типов пород вдоль Срединно-Атлантического хребта. А – общее распределение драг с коренными породами; Б – распределение гипербазитов и (или) серпентинитов; В – распределение габбро

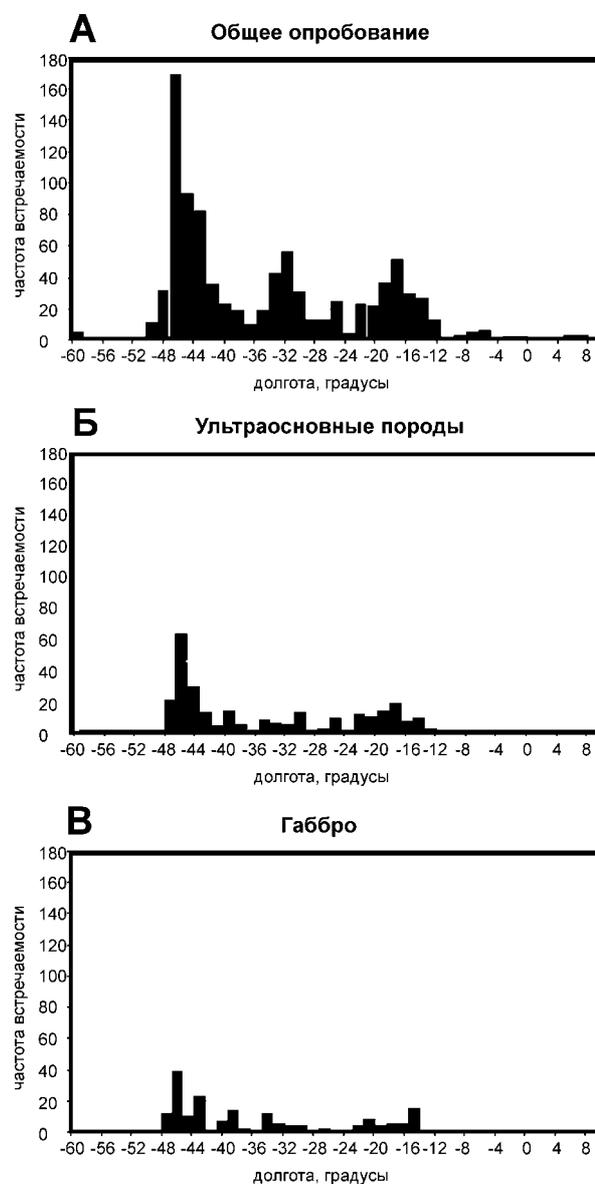


Рис.4.7. Встречаемость разных типов пород вкост Срединно-Атлантического хребта. А – общее распределение драг с коренными породами; Б – распределение гипербазитов и (или) серпентинитов; В – распределение габбро

только драгирование, но и работы с подводными аппаратами и бурение (см. рис. 4.4 и 4.5).

Вещественный состав разных типов пород центральной Атлантики, их минералогия и геохимия были охарактеризованы в работах Л.В. Дмитриева, Н.М. Суцевской, С.А. Силантьева, А.А. Пейве, Э. Бонатти, Х. Буго, Ж. Шиллинга и многих других, поэтому автор не ставит своей задачей останавливаться на этом вопросе. Во многих работах российских исследователей указывалось на большую неоднородность океанской литосферы с геохимической точки зрения (например, Пушаровский, Пейве, 1992; Суцевская, Волокитина, 1995; Дмитриев и др., 1994 и др.).

Целью данного раздела является выявление основных закономерностей распределения породных ассоциаций в пределах гребневой части САХ между 16° с.ш. и экватором. Подобный анализ приводился, насколько нам известно, в основном только для отдельных районов (Gorini, 1981; Строение ..., 1989; Строение ..., 1991 и др.). Особое место занимает работа А.В. Пейве (1975 г.), в которой рассмотрены наиболее общие закономерности тектоники САХ (Пейве, 1991) (см. также Главу 2). Ее автор проанализировал вещественный состав драгированных и пробуренных пород и пришел к выводу о том, что третий слой океанической коры САХ состоит из ультрабазитов, габбро и основных эффузивов, претерпевших дислокации и метаморфизм разных степеней регионального характера.

Данные о породах дна Атлантического океана в координатах 25° с.ш. – 15° ю.ш.; 60° з.д. – 10° в.д. основаны на 660-ти успешных драгировок (табл. 4) в диапазоне глубин от 7500 м (разлом Романш) до 550 м (поперечный хребет разлома Вима). Данные о подводных вулканических горах были исключены. Анализ не учитывал, к сожалению, ряда иностранных и советских драгировок, однако указанный объем выборки, по всей видимости, может дать самую общую картину встречаемости разных пород в пределах гребневой зоны хребта и разломных зон.

Наиболее часто в драгах (в более чем 55%) были встречены в разной степени измененные базальты. Вторая группа пород представлена примерно в равном количестве габбро, гипербазитами и вулканическим стеклом, железо-марганцевыми корками или конкрециями. В свыше чем 10% драг были подняты осадочные породы и брекчии. В меньшем количестве – серпентинизированные гипербазиты и долериты. Анализ сочетаний пород, поднятый во время драгирований, показывает, что чаще всего совместно в одной драге встречаются габбро и гипербазиты или габбро и базальты. В почти половину раз реже – габбро и долериты, а также брекчированные базальты. Очень редко в одной драге встречаются все типы пород.

Ультраосновные породы широко развиты (рис. 4.8) в приэкваториальной Атлантике и встречаются в интервале глубин от 7300 до 800 м (рис. 4.9). Автору известно

Таблица 4

Частота встречаемости сочетаний разных пород и (или) признаков геологических явлений в Атлантическом океане в координатах 25° с.ш. – 15° ю.ш.; 60° з.д. – 10° в.д. в 660 драгах (подводные горы исключены)

порода или геологическое явление	количество драг, в которых встречены	%
GB+BS	64	9.7
U+GB	61	9.24
BS+BR	37	5.6
GB+DL	34	5.15
SP+GB	29	4.39
U +GB+BS	28	4.24
GB+BR	28	4.24
U+BR	22	3.33
SP+BR	19	2.88
GB+MTM	17	2.58
BS+MTM	17	2.58
U+SP	12	1.82
GB+BS_GL	8	1.21
U+BS_GL	8	1.21
U+MTM	8	1.21
U+SP+GB	5	0.75
U+SP+GB+BS	4	0.61
DEFO+SLF	4	0.61
GB+SLF	4	0.61
MET+MTM	3	0.45
SP+BS_GL	2	0.3
BR+SLF	2	0.3
U+SLF	2	0.3
U+SP+GB+DL+BS	1	0.15

Примечание: индексы пород см. Приложение.

275 станций, где эти породы были встречены, в 54-х драгах поднимались одни только, в разной степени измененные, гипербазиты. Лишь в 7 точках (из них три в разломе Романш примерно на 18°24' з.д., одна на поперечном хребте разлома Вема и три – в разломе Зеленого Мыса) были подняты только серпентиниты. Анализ распределения гипербазитов вдоль гребневой части САХ и прилегающих флангов показал, что наиболее часто они встречаются в районе экватора, разломов Вима, Долдрамс–Вернадского и Зеленого Мыса (см. 4.6Б). Вкрест САХ их количество может отличаться (см. 4.7Б) даже при одинаковой плотности опробования (см. 4.7А). Распределение гипербазитов по параметрам широта и глубина, вдоль САХ (см. рис. 4.9) показывает, что аномальный диапазон глубин развит в районе экватора (разлом Романш). Обращает на себя внимание дискретность развития гипербазитов вдоль хребта.

Габброиды встречены в 199 точках и их районы распространения примерно совпадают с гипербазитами (рис. 4.10). Только габбро были подняты со склонов желобов разломов Чейн, Меркурий и Романш, с восточных угловых поднятий разломов Долдрамс и Вернадского, с медианного хребта в разломе Романш, из двух мест рифтовой долины, а также с поперечного разлома Зеленого Мыса. Также как и гипербазиты габбро

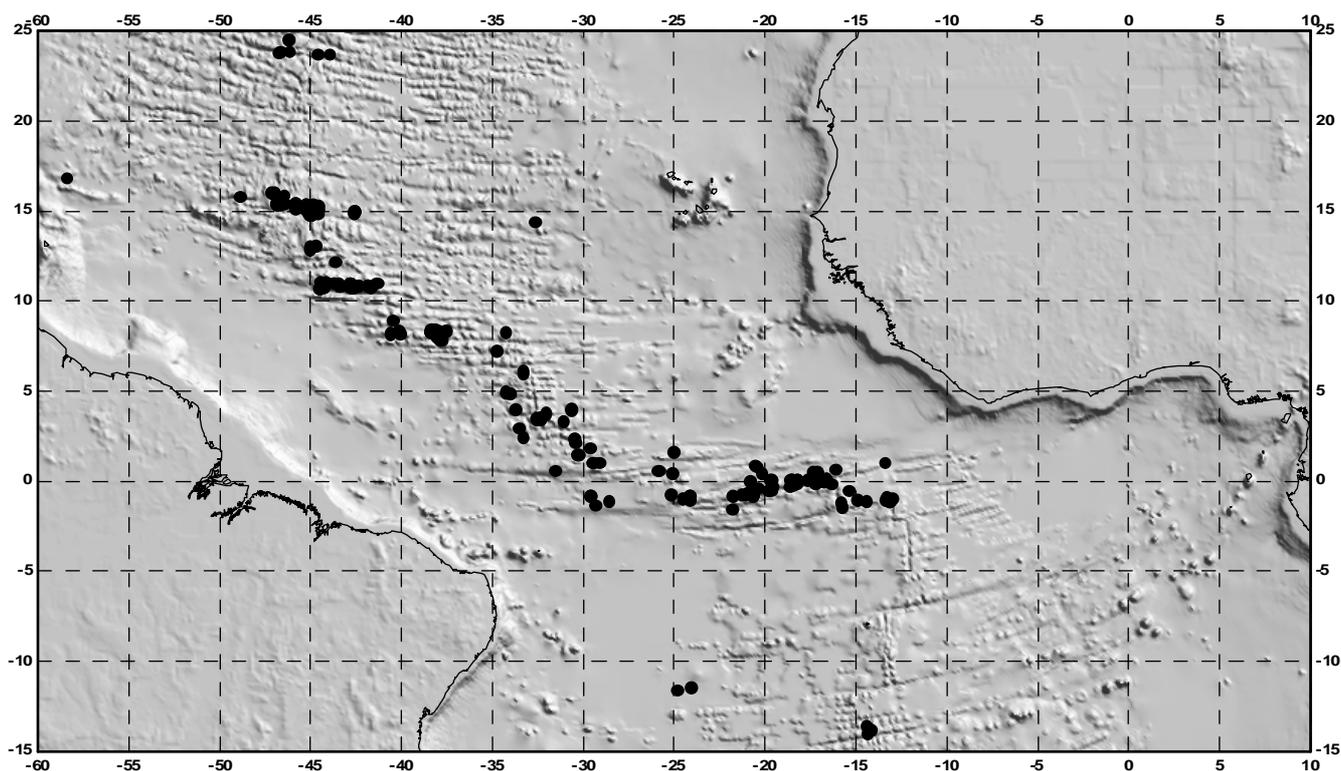


Рис. 4.8. Карта станций с находками гипербазитов и (или) серпентинитов

встречены в интервале глубин от 7300 до 900 м. Распределение габбро как вдоль так и в крест хребта сходно с ультраосновными породами (см.рис.4.6В, 4.7В).

Долериты в пределах Центральной Атлантики САХ встречаются (рис.4.11) реже (установлены только на 70 станциях). Они встречаются в интервале глубин от 5440 до 1600 м. Сопоставление глубин драгирования долеритов в разных разломах (табл. 5) показывает, что их положение от места к месту может значительно различаться. Кроме этого, в разломах Марафон и Архангельского они не описаны. Это же касается и гипербазитов и габбро (см. табл. 5).

Анализ драгирования рифтовой зоны подтверждает давно установленный факт о том, что в ее пределах обычны находки свежих базальтов со стеклом (более 340 драг), которые изливаются в зонах новейшего магмовыведения в САХ, образуя или протяженные хреб-

ты (Head et al., 1996) или многочисленные (сотни) изолированные постройки (Kong et al., 1994). В пределах рифтовой зоны были подняты также габбро и гипербазиты в 12 и 15 драгах (соответственно) (рис.4.12). Первые были описаны в 5 драгах между 13° и 15°30' с.ш., в 4-х – между 3 и 6° с.ш., а также в сегментах рифта между разломами Романш–Сан-Паулу и Долдрамс–Вернадского. Примерно в этих же местах встречались и гипербазиты. В собственно рифтовой долине распределение пород примерно следующее. С ее дна подняты в основном пиллоу-лавы с закалочными корками стекла, за исключением района 14°40' с.ш., где на станции А9–25D (НИС “Антарес”), с глубины 4000 м, были подняты габбро (Геологические ..., 1991). Сравнение результатов опробования восточной и западной стенок рифтов показывает, что в пределах первой несколько реже встречаются гипербазиты и габбро.



Рис. 4.9. Глубины драгирования гипербазитов и (или) серпентинитов

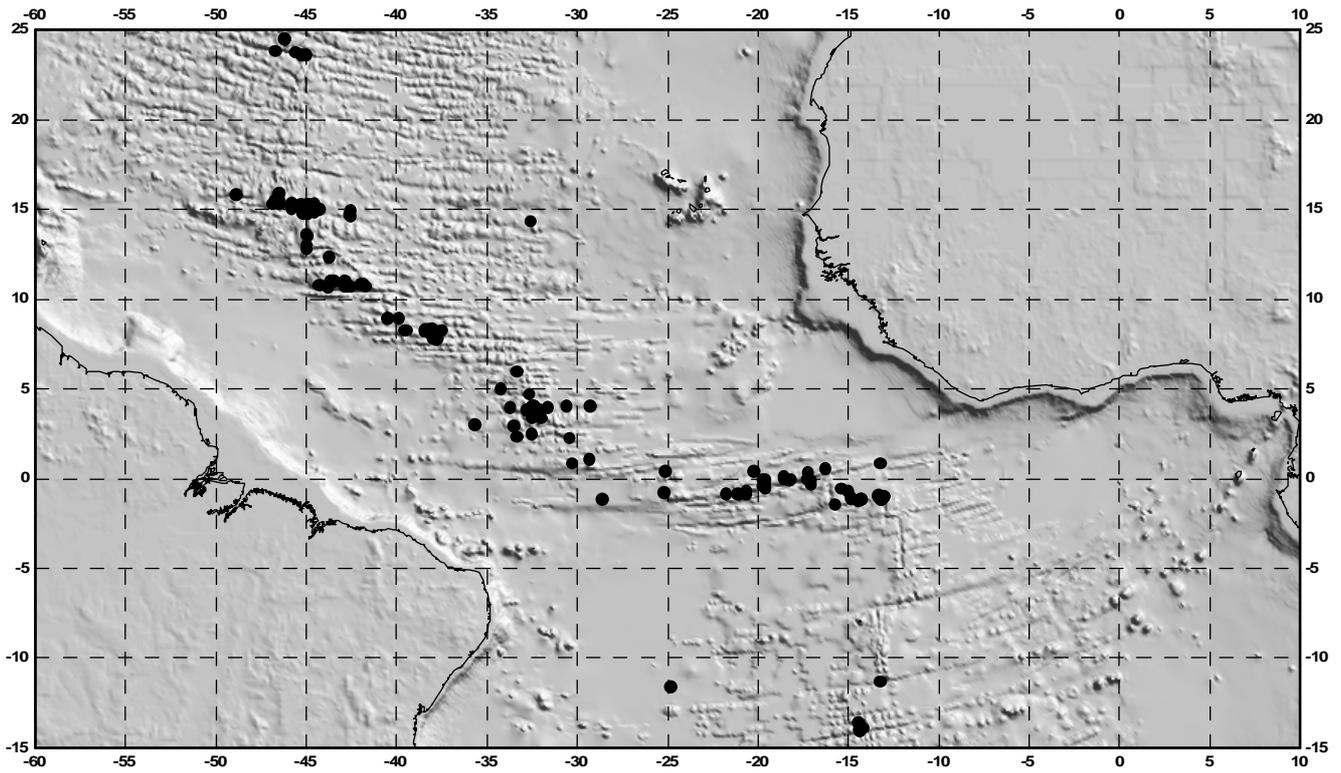


Рис. 4.10. Карта станций с находками габбро

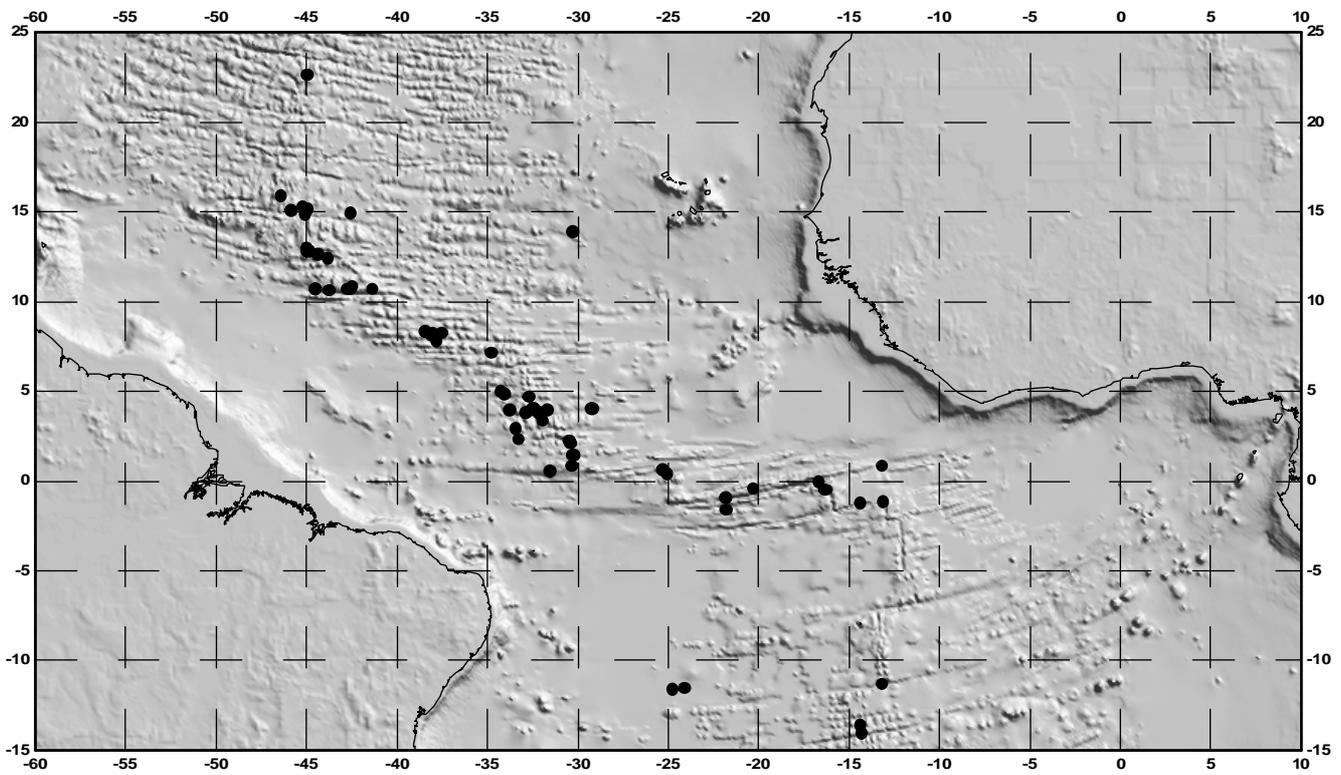


Рис. 4.11. Карта станций с находками долеритов

Таблица 5

**Максимальные и минимальные глубины драгирования гипербазитов, габбро и долеритов
в различных разломных зонах Центральной Атлантики**

гипербазиты глубина макс., м	гипербазиты глубина мин., м	габбро глубина макс., м	габбро глубина мин., м	долериты глубина макс., м	долериты глубина мин., м	разломы
3970	2789	4023	2789			Кейн
4900	2150	4900	2150	5440	2900	Зеленого Мыса
3740	3740	3740	3740			Марафон
3200	3200	3150	3150	3740	3050	Меркурий
4940	2350	4921	2290	4950	2650	Вима
4358	4358	4358				Архангельского
4600	2850	4600	1300	3850	2850	Долдрамс
4550	2825	4550	1475	3100	2700	Вернадского
3695	2930	3695	2930	3925	3385	Страхова
3900	900	3850	2200	3600	3395	Сан-Паулу
7350	1560	7220	1550	4650	1560	Романш
5270	2150	5270	2150	4200	3450	Чейн

Примечание: глубины драгировок – средние между началом и концом работы.

Свежие базальты встречены примерно в одинаковом количестве драг.

Подчеркнем, что все приведенные данные следует рассматривать как предварительные в связи с неравномерностью и неполнотой опробования САХ в пределах приэкваториальной области. Вместе с тем, как представляется, они дают обширную информацию, которая требует дальнейшего анализа. Однозначно устанавливается факт весьма большой гетерогенности геологического распределения пород внутри САХ. Например, анализ распределения пород вдоль южного борга разлома Зеленого Мыса по данным 27 драгировок показывает (табл. 6–9) значительные различия по глубинному положению гипербазитов. Между 42 и 43° з.д. (восточнее рифта) они при драгировках не были обнаружены. Здесь в диапазоне 4900–3200 (глубины средние) поднимались в основном базальты. В средней и верхних частях склона появляются габброиды. Обращает внимание, что стекло присутствует как в самых низах, так и в средней части склона. Западнее рифта, картина резко меняется. Между 44 и 45° з.д. преобладают гипербазиты от 4600 до 2600 м. Габбро установлены на глубинах примерно 4600 м и 2700 м. Еще западнее (45 и 46° з.д.) также доминируют ультраосновные породы (4600–2200 м) и габбро подняты с глубин 4600 и 3300 м. Наконец, между 46 и 47° з.д., начинают преобладать серпентинизированные образования (3800–2700 м), габброиды установлены на глубине 3400 м. Свежие базальты (со стеклом) поднимались в разных количествах вдоль склона с самых разнообразных глубин, в основном с нижних частей склона. Таким образом, четкая “страгификация разреза” океанической коры на южном борту трога Зеленого Мыса на протяжении 500 км отсутствует как в восточнее, так и западнее рифтовой зоны.

Ознакомление с описаниями пород, сделанное различными и личными впечатлениями автора показывают, что в пределах САХ развиты породы в разной степени тектонизированные и метаморфизованные. Гетерогенность

тектонизации подтверждают неравномерность находок брекчированных гипербазитов, габбро и базальтов (рис.4.13, см.табл. 4). Помимо этого, во многих местах установлены явления катаклаза, милонитизации и образования типа тальк-актинолитовых сланцев (см. рис.4.13). Часть из этих деформаций происходила на больших глубинах (Силантьев и др., 1995).

Как представляется, данные, приведенные выше, могут свидетельствовать о том, что наиболее общая закономерность строения океанической коры (гипербазиты, габбро, долериты, базальты, осадки) существует далеко не во всех разрезах океанической коры. Кроме того, устанавливается большая неоднородность тектонизации и ее разная глубина.

4.3. Строение Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и экватором

Рифтовая долина между разломом Кейн (24° с.ш.) и 23°25' с.ш. (Brown, Karson, 1988) (рис.4.14), представляет собой на протяжении 30 км, асимметричное сооружение с более крутым и высоким западным склоном. С севера на юг ее дно поднимается с глубин 4000 м до 2000 м. Примерно по середине рифтовой долины протягивается неовулканический хребет, высотой до 600 м, при ширине до 4 км, вершина которого слагается свежими стекловатыми базальтами, а основание – измененными с осадочными породами (мощность последних – нескольких см). На вершине хребта установлены отдельные вулканические конусы, высотой до 100 м, которые отстоят друг от друга на 1–2 км. С наиболее высоким пиком связано гидротермальное поле Снейк Пит. Более древние базальты неовулканического хребта разбиты роями трещин, простирающие которых совпадает с простираем САХ (СВ 10°). Южнее зоны поперечных нарушений рифтовая долина также имеет асимметричный профиль. Западная стенка имеет высоту до 1200 м, восточная до 700 м. Глубина дна долины несколько мель-

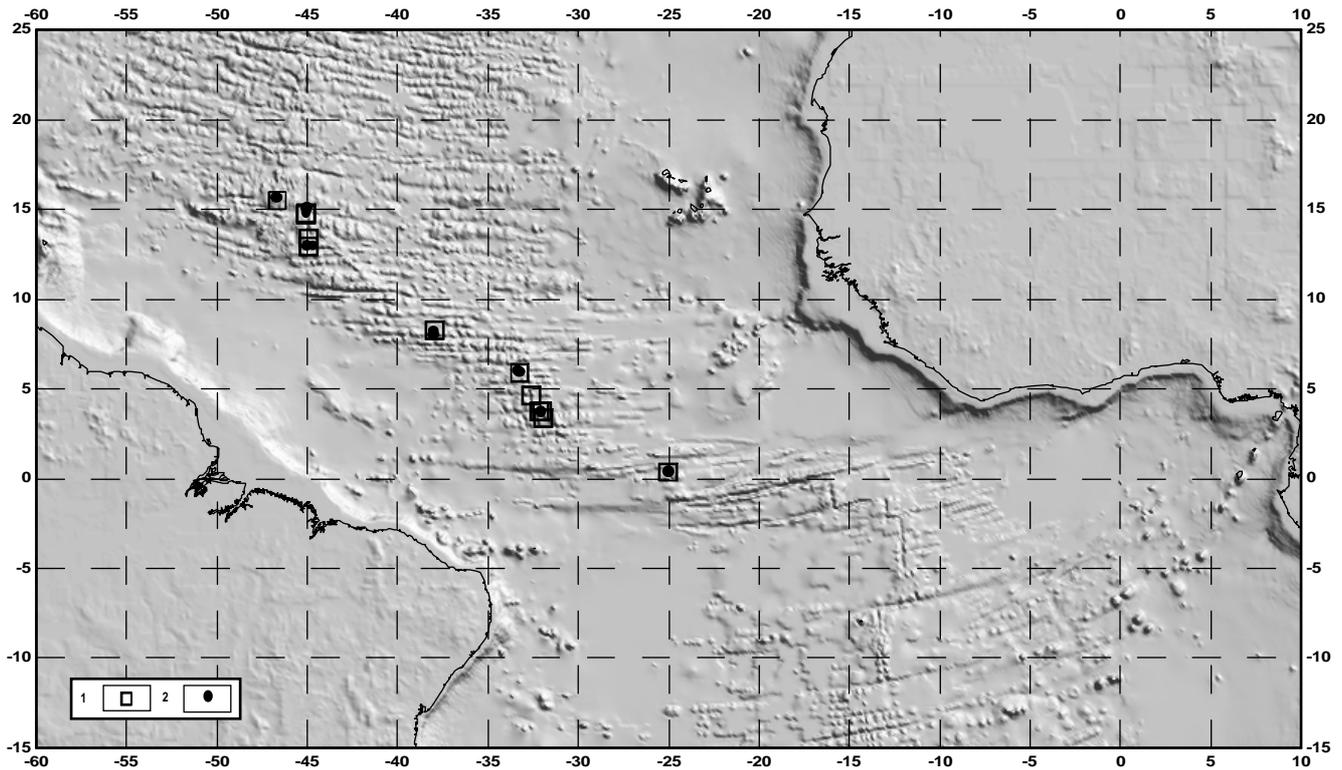


Рис. 4.12. Карта станций с находками гипербазитов и (или) серпентинитов в рифтовой зоне. 1 – серпентиниты; 2 – гипербазиты

Таблица 6
“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 42 и 43° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина, макс., м	глубина, сред., м	порода
14.57	-42.54	3180	3180	3180	базальт, габброид измененный
14.58	-42.58	3350	3500	3425	известняк
14.63	-42.54	3650	3850	3750	известняк
14.63	-42.61	4050	4300	4175	базальт, габбро, стекло базальт
14.73	-42.49	4300	4950	4625	базальт
14.73	-42.56	4760	4760	4760	базальт в центре конкреции
14.74	-42.59	4750	5100	4925	базальт, стекло

Таблица 7
“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 44 и 45° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина, макс., м	глубина, сред., м	ПОРОДА
15.11	-44.96	2478	2734	2606	гипербазит
14.96	-44.77	2300	3070	2685	перидотит (основная часть драги), базальт, габбро, амфиболит, метасоматит
14.95	-44.41	3600	3700	3650	базальт оливин-порфировый
15.19	-44.99	4100	4500	4300	серпентинит (50%) габброид (50%)
15.11	-44.83	4090	4600	4345	перидотит серпентинизированный брекчия осадочная серпентинитовая, базальт, стекло, базальт
15.11	-44.69	4300	4450	4375	базальт, стекло
15.16	-44.82	4100	5075	4587.5	базальт, стекло, габбро, пироксенит, перидотит, амфиболит, хлорит- амфиболитовый сланец, метасоматит
15.19	-44.95	4550	4700	4625	ультраосновная порода

Таблица 8

“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 45 и 46° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина макс., м	глубина сред., м	ПОРОДА
15.06	-45.27	2050	2380	2215	перидотит
15.14	-45.10	2465	2870	2667.5	гипербазит
15.03	-45.28	2700	2750	2725	гиалокластит измененный
15.18	-45.24	2600	2970	2785	гипербазит
15.16	-45.16	3200	3500	3350	гипербазит, серпентинит (90%), габброид (10%)
15.22	-45.24	4100	4500	4300	гипербазит, перидотит серпентинизированный, брекчия осадочная серпентинитовая, метасоматит
15.32	-45.77	4566	4657	4611.5	гипербазит (60%), базальт (10–15%), габбро (10–15%), метасоматит

Таблица 9

“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 46 и 47° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина макс., м	глубина сред., м	ПОРОДА
15.28	-46.68	2500	2800	2650	серпентинит
15.29	-46.83	3370	3440	3405	перидотит серпентинизированный, габброид, базальт
15.32	-46.76	3400	3860	3630	перидотит серпентинизированный
15.33	-46.72	3700	3980	3840	ультраосновные породы серпентинизированные, брекчия осадочная серпентинитовая
15.34	-46.71	4300	4600	4450	базальт, стекло

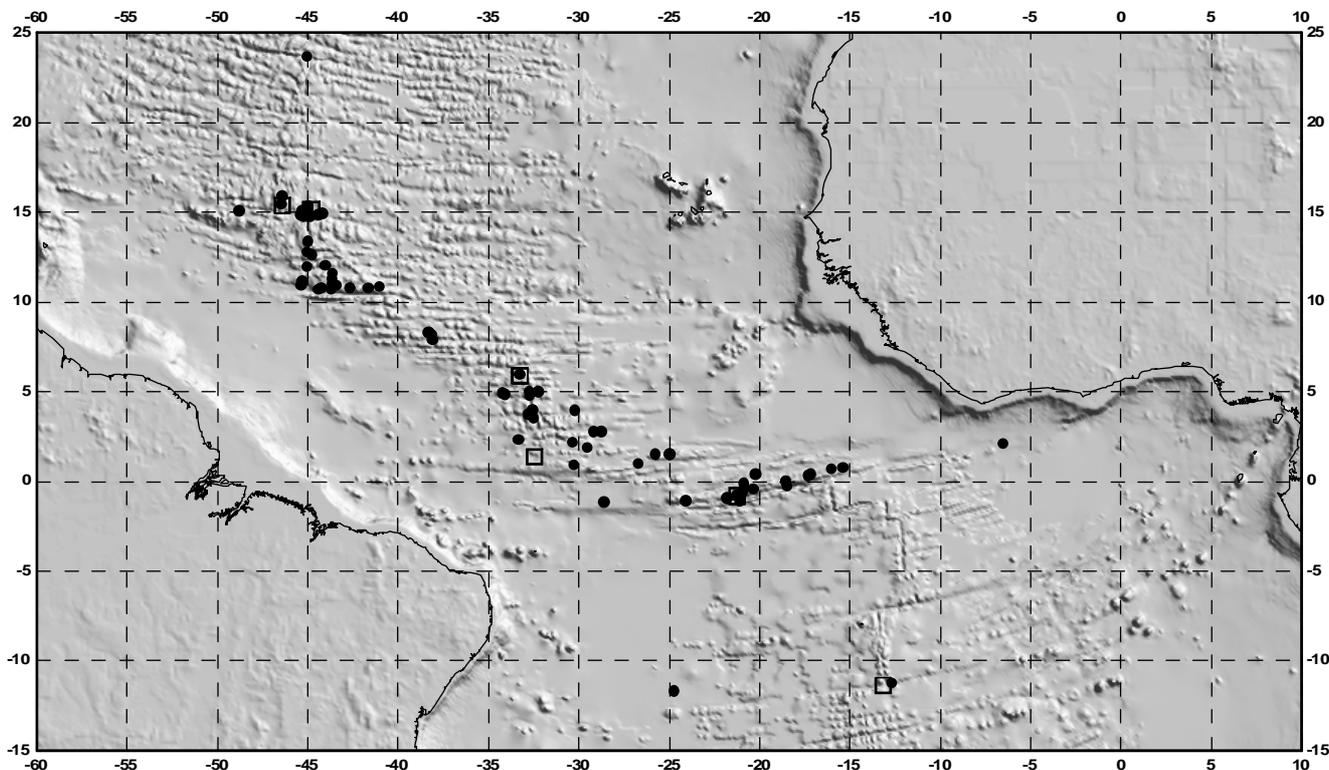


Рис. 4.13. Карта распределения брекчий (точки) и сланцев (квадраты) в Центральной Атлантике

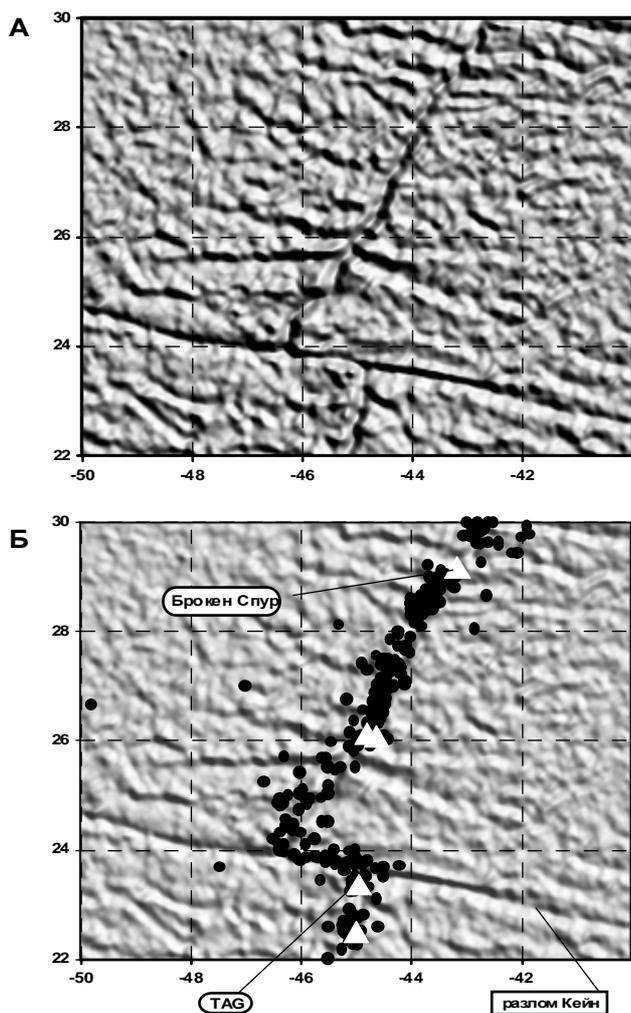


Рис. 4.14. Карта гравитационных аномалий (а) и эпицентры землетрясений (б) рифтовой зоны к северу от разлома Кейн, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Треугольники – активные гидротермальные поля

че, чем в северном сегменте и не достигает 3200 м. Считается, что скорость спрединга в восточном направлении составляет 13 мм/год, в западном – 14 мм/год (Hussenoeder et al., 1997).

Севернее располагается т.н. район TAG (см. рис. 4.14). В 1982 г. здесь были проведены (Karson, Rona, 1990) детальные исследования с глубоководной камерой ANGUS и подлодкой “Элвин”. В самой узкой части рифтовой долины имеет ширину в 8–10 км и глубину 3600 м. К северу и югу дно становится более широким и опускается до 4000 м. Восточная стенка более высокая и крутая чем западная. Дно рифтовой долины состоит из нескольких вулканических хребтов параллельных САХ. Осадочный чехол имеет минимальную мощность в неовулканической зоне, ширина которой не превышает 1 км. Более древние базальты перекрыты маломощными осадками. Долина пересекается хребтом широтного простирания над которым возвышаются небольшие вулканические холмы, наиболее восточный из которых

увенчен активным гидротермальным проявлением, открытым в 1985 г. По разным независимым данным получается, что гидротермальная деятельность происходила после формирования экструзии древних лав ($2,5-5,0 \times 10^4$ лет). Западная стенка рифтовой долины состоит из нескольких уступов разломного происхождения высотой от 50 до 200 м. Их террасовидные поверхности покрыты осадками и наклонены на запад под углами $5-10^\circ$. Драгировки и данные подводного фотографирования свидетельствуют о том, что здесь обнажены только пиллоу-базальты. Восточная стенка имеет высоту до 1500 м, крутизну до 20° и разбита разломами, которые образуют уступы, высотой от 10–20 до 150 м. Значительная часть склона перекрыта осыпями, которые иногда цементируются пелагическими оозами.

В самом общем плане в рифтовой долине выявлено два основных простирания – меридиональное и широтное. Крутые склоны 20° имеют высоту от менее 100 до 300 м. Они перекрыты осыпями, протяженностью до 100 м. Размеры обломков изменяются от первых до нескольких десятков метров. Поверхности сместителей разломов и сильно тектонизированные базальты местами выходят на поверхность из-под осыпей.

Поперечные уступы имеют высоту менее 20 м, резко обрывают отдельные лавовые потоки, имеющими падение $10-20^\circ$ к востоку. Пиллоу-базальты прорваны в отдельных местах дайками, которые либо вертикальны, либо падают к западу под углами $60-80^\circ$ (т.е. в сторону оси САХ). Вертикальные дайки не установлены там, где есть наклонные. Поперечные уступы интерпретируются как результат косо го смещения разломов (“oblique-slip transfer faults”). По всей видимости, так же как и в континентальных рифтах, они свидетельствуют о многообразии разрывной тектоники в пределах океанического рифта. Здесь существуют движения между отдельными блоками – сдвиги, вертикальные смещения, вращение, которые сопровождаются внутренними деформациями соседних блоков.

Рифтовая долина севернее разлома Зеленого Мыса и до $15^\circ 55'$ с.ш. (Строение..., 1989) имеет субмеридиональное простирание (рис.4.15). Рифтовые горы к западу и востоку от нее образуют гряды, с глубинами вершин от 2300 до 2500 м. На $15^\circ 52'$ с.ш. в рифтовая долина перегораживается поперечным поднятием – порогом (глубина 3400 м) имеющим высоту до 700 м. Средняя глубина рифтовой долины составляет 4300 м, достигая в некоторых местах 4600 м. Она не выходит непосредственно к желобу разлома, а отделена от нижней части склона узким гребнем высотой около 100 м.

Активная часть разлома Зеленого Мыса, протяженностью в 210 км, имеет один глубокий, сложно построенный трог (Строение..., 1989). Напротив рифтовых долин располагаются нодальные впадины с глубинами более 5200 м. Максимальная глубина (5309 м) отмечена в восточной впадине. Характерной чертой

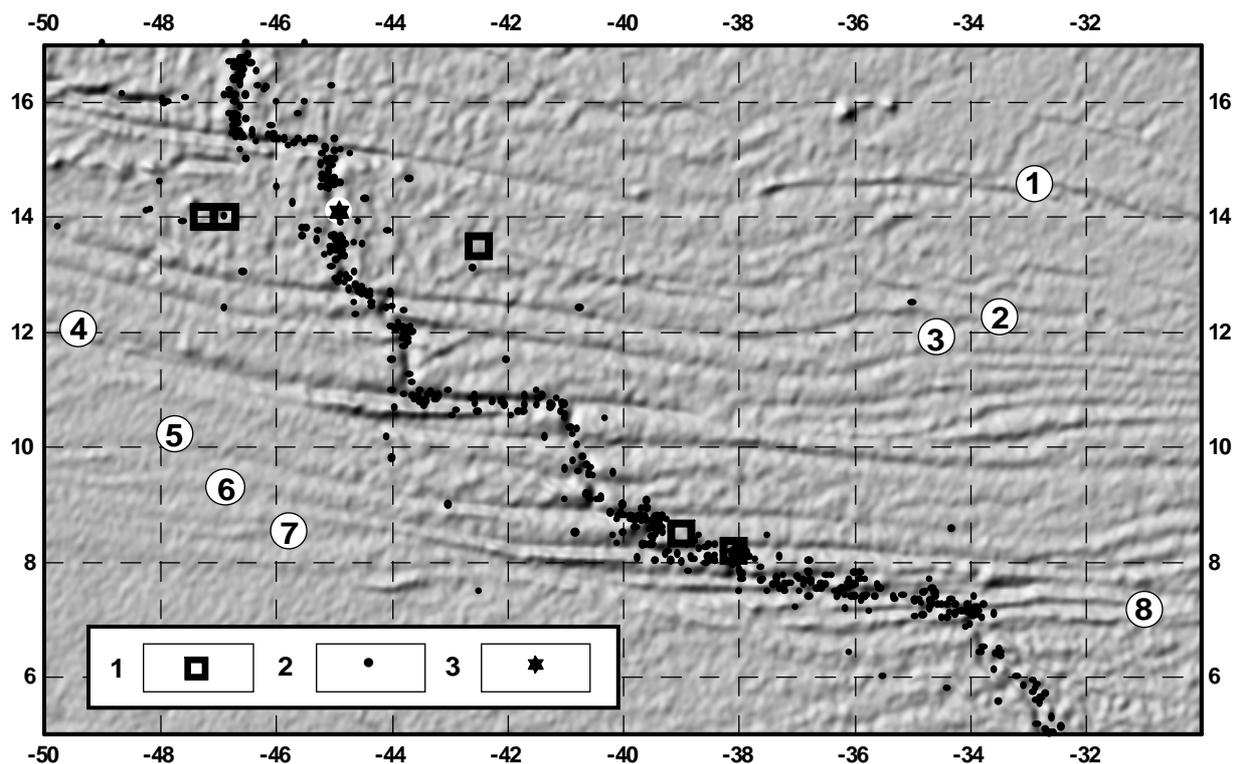


Рис. 4.15. Альтиметрическая карта Срединно-Атлантического хребта между 17 и 5° с.ш. (Sandwell, Smith, 1997). 1, 2 – эпицентры землетрясений: 1 – глубокофокусные, 2 – прочие; 3 – гидротермальные поля

желоба на востоке активной части разлома Зеленого Мыса (примерно до 45°05' з.д.) является его расчленение на отдельные впадины протяженностью до 32 км. Они разделены неглубокими седловинами с высотой до 50 м. Возможно, что подобное расположение впадин целесообразно обозначить термином “анфилада впадин”. Каждая более восточная из них смещена к югу, а в целом они образуют цепь азимутом 95°, которое и принимается за простираение разлома и используется при моделировании. Глубины депрессий увеличиваются с запада на восток до 5000 м. В активной части разлома располагается медианный хребет с высотой до 1450 м. Он протягивается от южного борта желоба к северному с которым соединяется в районе 45°05' з.д.

Область стыка рифтовой зоны и разлома Зеленого Мыса была исследована в нескольких рейсах, включая работу с ППА (Пущаровский и др., 1987; Стренин..., 1989; Геологические..., 1991; Cannat, Casey, 1995; Перфильев и др., 1996). 100% покрытие поднятия позволило построить Г.В. Агаповой (является организатором съемки) батиметрическую карту с сечением рельефа через 50 м (рис.4.16 а).

Анализ, проведенный автором показал, что в пределах отснятой площади устанавливаются следующие геоморфологические элементы (рис.4.16 б): на севере – дно разломного трога с нодальной впадиной; южный склон трога (северный склон углового поднятия); рифтовая долина со склонами; угловое поднятие и область океанического дна, расположенная западнее рифта.

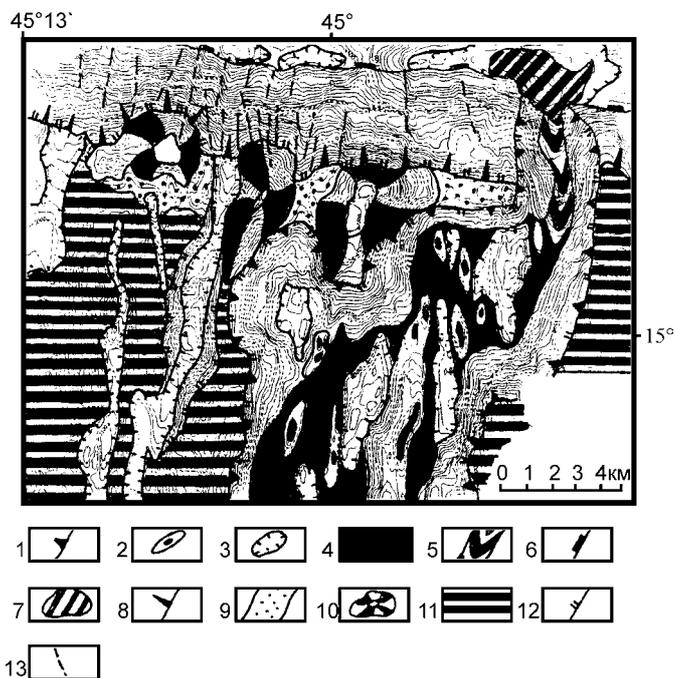


Рис. 4.16. Геоморфолого-тектоническая схема области стыка рифтовой зоны и разлома Зеленого Мыса (батиметрическая карта составлена Г.В. Агаповой). 1–4 рифтовая долина: 1 – граница, 2 – хребты, 3 – впадины, 4 – дно; 5 – область перехода от рифтовой долины к трансформному разлому; 6 – граница дна желоба трансформного разлома; 7 – нодальная впадина; 8 – верхняя граница склона желоба разлома; 9 – вершинная поверхность углового поднятия; 10 – крупные вершины; 11 – плечи рифта; 12 – верхняя граница крутых склонов; 13 – разломы

Дно рифтовой долины имеет ширину от 3 км ($14^{\circ}05'$ с.ш.) до 2,5 км ($15^{\circ}02'$ с.ш.). Она соединяется с нодалной впадиной проходом длиной 2,3 км и шириной примерно 300 м, дно которого слагается свежими базальтами. Перепад глубин составляет от 4000 м (средняя глубина дна в рифтовой долине) до 5000 м (верхняя кромка нодалной впадины). Дно рифтовой долины состоит из ряда поднятий и впадин субмеридионального простирания, т.е. несогласно с основным простиранием рифта – $34-40^{\circ}$ и несогласно с простиранием “прохода” рифт–нодалная впадина. Третьим элементом строения дна являются относительно выровненные участки дна. Поднятия имеют различные размеры. Наиболее крупный хребет ($44^{\circ}56' - 44^{\circ}58'$ з.д.) имеет протяженность более 3,5 км при максимальной ширине 1,2 км и высоту порядка 500 м. Другие хребты протягиваются на расстояние менее одного километра при ширине 200–300 м. Во многих местах установлены и более мелкие поднятия. Впадины имеют протяженность от 300 до 1000 м, их дно располагается на 200–300 м глубже чем средняя глубина рифтовой долины. Внутри впадин располагаются мелкие поднятия, уступы и протяженные образования. Для понимания происхождения указанных форм рельефа привлечем данные по другим рифтовым долинам, где проводились исследования (например, Allerton et al., 1995) не только при помощи многолучевого эхолота, но и с применением подводного робота TOBI. По аналогии со строением рифта севернее разлома Кейн (Kong et al., 1994) можно предполагать, что протяженные хребты представляют собой неовулканические зоны, а изометричные мелкие поднятия – моновулканы различного размера. Относительно выровненные участки дна непосредственно к северу от разлома Кейн, как правило тектонизированы (Allerton et al., 1995) – разбиты разломами и трещинами разной ориентации. Существенным отличием рассматриваемого участка является отчетливое эшелонирование структур дна рифтовой долины в восточном направлении, что отчетливо видно на батиметрических картах построенных Агаповой Г.В. и Турко Н.Н.

В районе $14^{\circ}40'$ с.ш. и $45^{\circ}01'$ з.д., на западе рифтовой долины, располагается ответвление (см. рис.4.16), которое в плане представляет собой депрессию, шириной около 800 м. Она ограничена крутыми склонами, которые слагаются в основном гипербазитами (Перфильев и др., 1996). От основной части ответвление отделено рядом мелких поднятий. Дно депрессии (глубины 3700–3800 м) имеет неровный рельеф и здесь были подняты базальты (Геологические ..., 1991). На продолжении находится седловина, разделяющая поднятие на восточную и западную части. Севернее, в пределах склона, протягивается ложбина субмеридионального простирания. Можно предполагать, что здесь располагается недоразвитая ветвь рифтовой системы, которая не получила дальнейшего развития, но оказала влияние на строение углового поднятия. Вполне вероятно, что эво-

люции рифта помешал подъем гипербазитового массива, протянувшегося вдоль южного склона трога Зеленого Мыса. Можно предположить, что при подъеме таких образований происходит их продвижение вдоль разлома, что и вызвало отклонение основного рифта в восточном направлении. В свою очередь это привело к эшелонированности последнего.

Склоны основного “ствола” рифта и ответвления имеют высоту от 500 до 1500 м и слагаются в основном гипербазитами (Перфильев и др., 1996). По аналогии с другими рифтами можно предполагать, что они террасированы крутопадающими разломами, наклоненными к его оси. На востоке углового поднятия установлен (Cannat, Casey, 1995) крупный срыв, который рассматривается как часть крупной тектонической зоны срыва (“detachment fault”).

Угловое поднятие имеет глубину восточной вершины несколько менее 2500 м. Она возвышается над дном разломного трога на 2000 м, нодалной впадины – на 2800 м и рифтовой долины – 1500 м. От вершины углового поднятия в восточном направлении протягивается невысокий вал, почти полностью перегораживающий рифт. На его гребне выявлены два небольших изометричных холма, вулканического происхождения (наблюдения с подводного аппарата Л.В.Дмитриева, устное сообщение, а также данные драгировок), высотой до 100 м.

Вершина горы слагается базальтами ниже которых располагаются серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и верлиты с маломощными дайками и жилами габбро (Cannat, Casey, 1995). Гипербазиты были деформированы вблизи солидуса и имеют верхнемантийное происхождение. На юго-восточном склоне поднятия обнажены фрагменты кумулятивной серии (Перфильев и др., 1996). Западная вершина также слагается гипербазитами (Cannat, Casey, 1995). Западнее ее, вдоль $45^{\circ}04'$ з.д., от трога разлома до южной границы карты протягивается долина, шириной 1500 м, с крутыми бортами. Судя по данным альтиметрии, она протягивается на юг, соединяясь с основным “стволом” рифта в районе $14^{\circ}35'$ с.ш. По всей видимости, это еще одна палеорифтовая долина.

Рифтовая долина со смещением сегментов прослеживается на юг примерно до $14^{\circ}45'$ с.ш. (рис.4.17). Южнее она протягивается субмеридионально до $13^{\circ}45'$ с.ш., разделяясь порогами на отдельные отрезки длиной до нескольких миль, глубины в которых меняются от 4100 м до 3000 м. В целом, для гребневой зоны САХ между разломами Зеленого Мыса и Меркурий сегментация хорошо устанавливается как для рифтовых гор, так и для рифтовой долины. До $13^{\circ}40'$ с.ш. восточнее и западнее рифтовой долины хорошо прослеживаются гряды с минимальными глубинами до 2000 м. (см. рис. 4.17). Южнее линейность пропадает и вплоть до разлома Марафон расположены группы гор и изометричных впадин. Между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. рифтовая долина изгибается к востоку, одновременно расширяясь

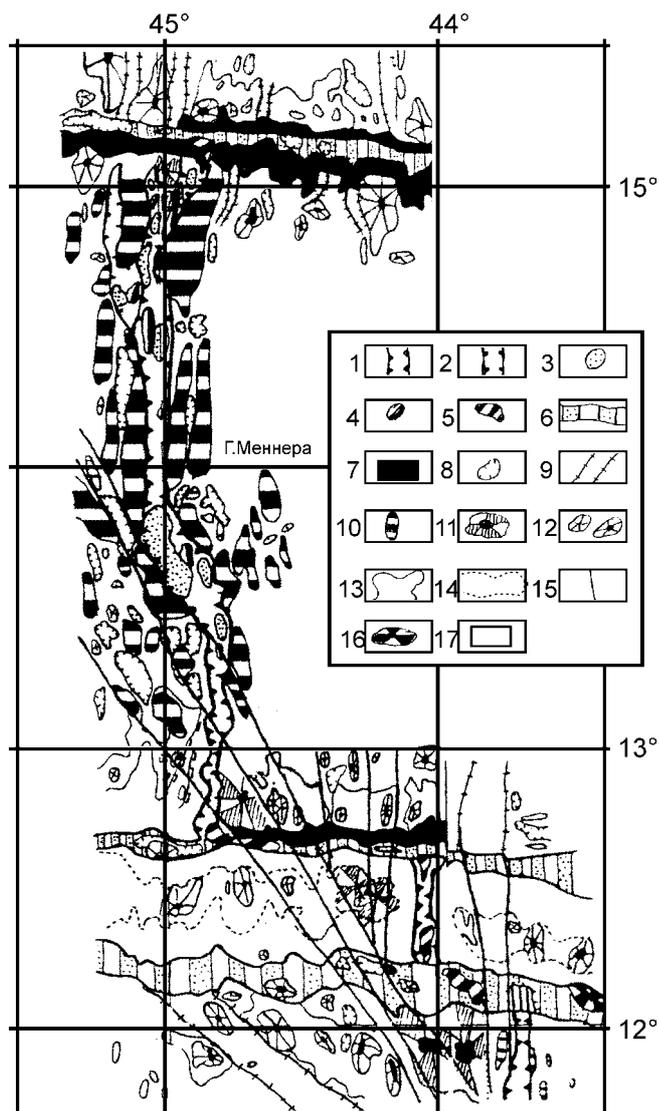


Рис. 4.17. Геоморфолого-тектоническая схема сегмента осевой части САХ Зеленого Мыса–Марафон (батиметрическая карта составлена Н.Н.Турко). 1–4 – рифтовая долина: 1 – современная, 2 – древняя, 3 – впадины, 4 – хребты; 5 – нодальная впадина; 6 – наиболее глубокие части трансформных разломов; 7 – крутые склоны; 8 – впадины; 9 – протяженные депрессии; 10 – рифтовые горы; 11 – угловые поднятия; 12 – подводные горы; 13 – приразломные поднятия; 14 – вершинная поверхность межразломных хребтов; 15 – разломы; 16 – медианный хребет

и углубляясь. Ее генеральное простирание становится северо-западным. По уменьшению высоты рифтовых гор и увеличению глубин в долинах здесь выделяется зона относительных понижений. Между 13°30' и 13° с.ш. рифтовая долина постепенно сужается и имеет ряд искривлений. Глубины увеличиваются в южном направлении от 3800 до 4800 м. На 12°50' с.ш. рифтовая долина перегорожена порогом с глубинами менее 3900 м. Южнее, в сторону нодальной впадины

разлома Марафон, глубины увеличиваются до 4800 м и более.

Активная часть разлома Марафон располагается на 13° с.ш., состыковываясь с рифтовой долиной на 44°50' з.д. Нодальная впадина с глубинами свыше 5000 м смещена к востоку от пересечения с рифтовой долиной. Угловое поднятие (Разницын и др., 1991) с крутыми ступенчатыми склонами (гора Ферсмана) имеет минимальную глубину 1600 м. Нижняя часть горы (глубины более 3800 м) сложена сильно измененными и тектонизированными базальтами и долеритами, которые пронизаны жилками кальцита, кварца, эпидота, а их поверхность покрыта зеркалами скольжения. С этого же уровня была поднята одна драга с гипербазитами. В базальтах отмечается сульфидизация прожилкового вкрапленного типов, в долеритах – полиметаллическая минерализация. Верхняя – представляет собой остроконечную двухвершинную гору с глубинами до 1600 м, которая слагается свежими базальтами. В целом, гора Ферсмана, представляет собой вулкан центрального типа, сформированного на измененном и тектонизированном базит-гипербазитовом блоке.

Дно желоба активной части разлома Марафон к югу от углового поднятия представляет собой две отдельные депрессии с глубинами 4600–5000 м, разделенные узким гребнем. Северный склон желоба восточнее углового поднятия ступенчатый и осложнен узкими грядами и ложбинами субмеридионального простирания. Две гряды протягиваются до нижней части склона и выдаются в пределы желоба в виде порогов, ограничивая участок с глубинами свыше 4600 м. Восточный порог обрывается на 44°07' з.д. уступом высотой около 200 м. Этот уступ совпадает по простиранию с западным бортом рифтовой долины между разломами Марафон и Меркурий. Другой уступ, высотой до 600 м, отделяющий восточную “пассивную” часть разлома Марафон, прослеживается от восточного борта рифтовой долины. На участке желоба, ограниченном этими уступами, ось максимальных глубин (4800–4900 м) смещена к югу, а нодальная впадина вытянута в сторону рифтовой долины. Зона разлома Марафон в пределах “активной части” лишена осадочного чехла и представляет собой депрессии акустического фундамента с относительно крутыми склонами. На северном склоне трого разлома осадки методом НСП также не устанавливаются.

Рифтовая долина южнее разлома Марафон, пересекает межразломный хребет вдоль 44° з.д. (см. рис.4.17). На 12°30' с.ш. она осложнена поперечным порогом с глубинами менее 4700 м. К северу и к югу от него дно погружается к желобам разломов Марафон и Меркурий, достигая 4900 и 5000 м соответственно. Восточный борт рифтовой долины представлен двумя уступами, верхний из которых прослеживается, как говорилось выше, через желоб разлома Марафон в пределы северного хребта по 44° з.д.

Хребет между желобами Марафон и Меркурий имеет ширину около 40 км. К западу от рифтовой долины на $44^{\circ}05'$ з.д. его северный склон более крутой, чем южный, восточнее – асимметрия меняется на обратную. Глубины вершин хребта уменьшается к рифтовой долине от 3300 м до 2700 м на западе и от 2700 до 2400 м на востоке. На относительной ровной поверхности хребта расположены отдельные холмы и горы, наибольшая из которых (глубины менее 1700 м) находится восточнее рифтовой долины. В центральной части хребта, между $44^{\circ}50'$ и $43^{\circ}30'$ з.д., осадки отсутствуют.

На $44^{\circ}30'$ з.д. хребет пересечен зоной понижений северо–северо–западного простирания. В северном направлении на ее продолжении расположена зона поперечных поднятий в желобе разлома Марафон, а также депрессии, расположенные восточнее горы Ферсмана и, наконец, область изгиба рифтовой долины между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. В южном направлении на продолжении описанной зоны располагается ряд аномальных зон в желобе разлома Меркурий (см. ниже). Можно предполагать, что формирование вышеописанных аномальных форм рельефа связано с разломной зоной.

Разлом Меркурий можно отнести к классу, так называемых “разломов с малым смещением”. К “активной” части его относятся две сопряженные нодальные впадины, северная из которых имеет субмеридиональное простирание. Она смещена в пределы рифтовой долины и от ее борта через желоб разлома на $44^{\circ}06'$ з.д. прослеживается субмеридиональный уступ высотой около 300 м. Более южная впадина с глубинами до 4700 м имеет северо–западное простирание.

Южный борт желоба в активной части разлома образуют две подводные горы с глубинами менее 2000 м, разделенные глубокой депрессией. С востока они ограничены двумя рифтовыми грядами, обрамляющими рифтовую долину. Амплитуда рельефа над западной грядой составляет около 2600 м, над восточной – до 3200 м. Глубина рифтовой долины изменяется от 3700 до 3800 м и возрастает к югу до 4200 м. В желобе разлома Меркурий, глубиной в 3800–3900 м, напротив рифтовой долины, расположено поднятие с высотой в 200 м. Возможно, что его образование связано с проградацией рифтовой зоны.

К западу от описанных нодальных впадин, уже в “пассивной части” разлома, южный борт желоба образован эшелонированными поднятиями запад–северо–западного простирания. Желоб между $44^{\circ}28'$ з.д. и $44^{\circ}08'$ з.д. представляет собой полосу сложно расчлененного рельефа шириной около 30 км с глубинами 3300–4000 м.

Активная часть разлома Вима протягивается вдоль 11° с.ш. на 320 км (Heezen et al., 1964). В рельефе ей соответствует глубокий (до 5100 м) трог с пологим дном и крутыми стенками, шириной в 15–20 км. Глубоководным бурением и сейсмическими работами (Kastens et al., 1986) установлено, что трог заполнен турбидита-

ми позднеэоценового (плейстоценового) возраста, происхождение которых связывают с терригенным материалом, выносимым рекой Амазонкой. Мощность осадков уменьшается от более чем 1,5 км на западе до почти полного исчезновения на востоке. В осадках установлена узкая зона нарушений, связывающая восточную и западную области сочленения рифтовых зон и разлома. Расчеты скоростей спрединга (Cande et al., 1988) (1,2–1,6 см/год) позволяют предполагать возраст коры в районе активной части от 26 до 20 млн.лет.

В западной части трога кора имеет мощность 4–5 км (Ludwig, Rabinowitz, 1980; Detrick et al., 1982; Londen et al., 1986) и характеризуется пониженными скоростями, что интерпретируется как результат тектонизации пород и их гидротермальной переработки. Из этого делается вывод о том, что западный отрезок “активной части” не компенсирован и по расчетам должен быть, по крайней мере, на 1 км глубже. Сейсмические и гравиметрические профили (Potts et al., 1986; Londen et al., 1986; Prince, Forsyth, 1988) показывают, что кора имеет минимальную мощность под трогом.

Поперечный хребет разлома Вима прослежен (например Bonatti et al., 1993) от $45^{\circ}15'$ з.д. до 42° з.д. (350 км). С ним связаны аномально малые глубины (менее 600 м на $44^{\circ}30'$ з.д.), которые входят в противоречие с кривыми глубина/возраст. Наименее погруженная часть (менее 500 м) располагается западнее активной части разлома Вима. Геофизические данные, драгировки и изучение с подводных аппаратов показывают, что он представляет собой поднятый и наклоненный блок “материнской” океанической коры (Prinz et al., 1976; Bonatti et al., 1980; Honnorez et al., 1984; Londen et al., 1986; Auzende et al., 1990; Cannet et al., 1991). Это было подтверждено прямыми наблюдениями с подводного пилотируемого аппарата “Наутилус” на $42^{\circ}45'$ з.д., где был изучен разрез мантийных перидотитов (около 1 км), габбро (около 500 м), дайковый комплекс (1 км) и пиллоу лавы базальтов (Auzende et al., 1990). Палеонтологические и изотопные данные по драгированным с глубин около 600 м рифовым известнякам показывают, что они находились у поверхности моря около 3 млн лет назад (средний плиоцен) и быстро опустились в современное положение со скоростью 0,3 мм/год. (Honnorez et al., 1975; Bonatti, Crane, 1982). Породы основания карбонатной платформы (1000 м) имеют возраст около 14 млн лет (Bonatti et al., 1993) (средний миоцен). Анализ этих данных и моделирование на компьютере показало, что наклоненный блок океанической коры испытал сложную историю – он претерпел эрозию, ряд вертикальных движений разного знака и, наконец, был погружен на современную глубину (Bonatti et al., 1993). Сравнение данных погружений подводных аппаратов и результатов драгировок показывает, что последние, при их значительном количестве, отражают основную закономерность строения океанической коры – “от гипербазитов к базальтам”. Вместе с тем, драгировки пока-

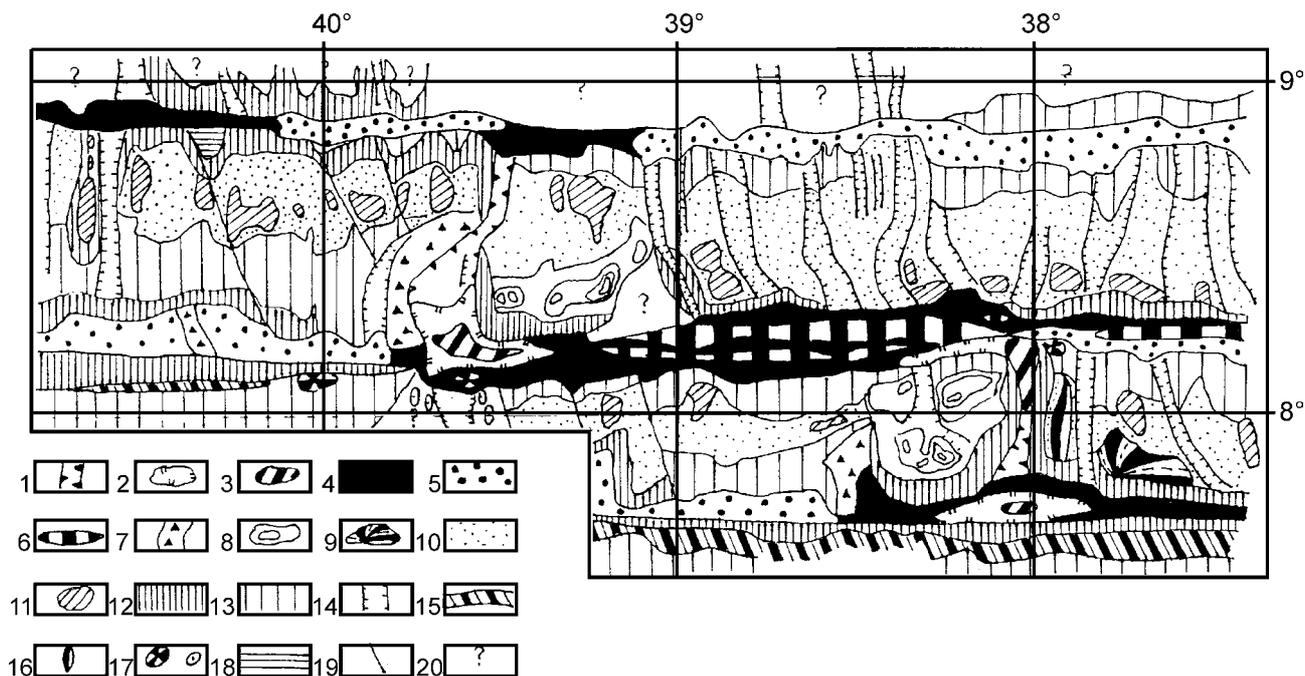


Рис. 4.18. Геоморфолого-тектоническая схема сегмента осевой части САХ Архангельского–Долдрам (батиметрическая карта составлена Н.Н. Турко). 1 – рифтовая долина; 2–3 нодальная впадина: 2 – внешняя граница, 3 – наиболее погруженная часть; 4–5 дно желоба разломов: 4 – без осадочного чехла, 5 – с осадочным чехлом; 6 – медианные хребты, впадина; 7 – структуры поперечные по отношению к разломам неясного происхождения; 8 – возвышенности в пределах угловых поднятий; 9 – гора Пейве; 10 – вершинная поверхность межразломных хребтов; 11 – поднятия; 12–13 склоны: 12 – крутые, 13 – пологие; 14 – протяженные депрессии; 15 – вершинные поверхности поперечных хребтов; 16 – хребет в пределах рифтовой зоны; 17 – подводные горы; 18 – “подвешенные” осадки; 19 – разломы; 20 – области неясного происхождения

зывает, что распределение пород не является столь закономерным. И если находки в нижних частях склона можно объяснить, например, гравитационными процессами (“коллювий”), то нахождение габбро под гипербазитами, при их отсутствии выше, требует привлечения каких-то иных процессов.

К югу от разлома Вима детальных съемок между 11° и 9° с.ш. не проводилось. По мелкомасштабным картам здесь выделяется протяженная рифтовая зона с незначительным смещением по разлому на 10° с.ш. (см.рис. 4.15).

Рифтовая зона севернее разлома Архангельского (рис.4.18) на 40°20′ з.д. была выявлена (Строение зоны ...1991) только по данным магнитометрии, которая позволила установить “рифтовую аномалию”, не совпадающую с хорошо проявленной в рельефе субмеридиональной депрессией на 40°30′ з.д. Положение зоны было подтверждено находками свежих базальтов, поднятыми при драгировках. Глубина рифтовой зоны увеличивается с севера на юг от 3500 до 4600 м. С юга она не имеет прямого выхода к желобу разлома Архангельского и ограничена крутым уступом высотой около 1000 м. К западу и к востоку от нее рельеф представляет собой ряд субмеридиональных островершинных гряд шириной от 5 до 10 км и высотой до 700 м. Осадочный чехол развит за пределами полосы 38°50′ – 39°30′ з.д.

Зона разлома Архангельского (Строение зоны ...1991) пересекает САХ на 8°50′ с.ш. Дно желоба представлено анфиладой впадин в акустическом фундаменте протяженностью в 3–4,5 км и с максимальными глубинами до 5200 м. Они отделены друг от друга седловинами шириной до 1,5 км. Как правило, депрессии расположены напротив впадин субмеридионального простираения на северном борту желоба. Отметим, что максимальные глубины были зафиксированы не напротив рифтовой долины (последняя не прослеживается до дна желоба), а западнее.

Активная часть разлома Архангельского между 40°20′ и 39°30′ з.д. представляет собой желоб с различной морфологией западной и восточной его частей (см. рис. 4.18). На западе он имеет V-образный профиль, восточнее 40° з.д. – дно плоское, шириной 3–6 км и глубиной свыше 4200 м. Поверхность дна разделена на отдельные участки отрогами как северного, так и южного хребтов.

На востоке активной части развит осадочный чехол мощностью до 400 м, который выполняет прогиб акустического фундамента. Осадочный чехол, по характеру волнового поля, делится на ряд сейсмотолщ, из которых более молодая (мощность около 150 м) залегает горизонтально, с угловым несогласием на второй сейсмотолще мощностью до 200 м. Последняя имеет в ос-

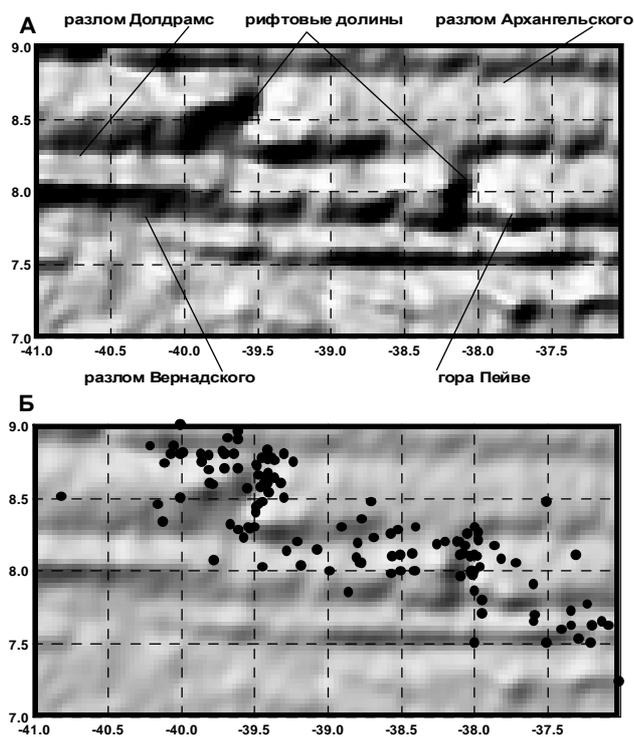


Рис. 4.19. Карта гравитационных аномалий (а) и положение эпицентров землетрясений (б) между разломами Архангельского и Вернадского, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997)

новном южное падение и лежит на толще с массивной слоистостью, мощностью до 150 м. Характер приращения осадков к боргам желоба свидетельствует о продолжительном воздымании его северного борта. Северные склоны желоба ступенчатые и расчленены широкими ложбинами. У подножия южного склона, в пределах всей активной части разлома, прослеживаются цепочки субширотно ориентированных гребней. Одним из таких гребней от оси желоба отгорожена восточная нодальная впадина на $39^{\circ}30'$ з.д. Около него по сейсморазрезу устанавливаются современные дислокаций в желобе, что может свидетельствовать либо о недавнем возникновении, либо об активизации поднятия.

Рифтовая долина между разломами Архангельского и Долдрамс (Строение ... 1991; Пушаровский и др. 1992) состоит из двух сегментов (см. рис.4.18, 4.19), разделенных на $8^{\circ}30'$ с.ш. поперечным порогом, глубина поверхности которого достигает 3800 м. Северный сегмент протягивается вдоль $39^{\circ}30'$ с.ш. Дно рифтовой долины здесь имеет ширину до 4 км, ее западный борт, осложненный уступами, выше восточного. Южнее порога ось рифтовой долины смещена к западу и проходит примерно по $39^{\circ}34'$ з.д. Глубины в рифтовой долине увеличиваются в сторону желобов разломов до 4200 м на севере и 5000 м и более на юге.

К западу от рифта расположен асимметричный межразломный хребет, который имеет крутой северный

склон и более пологий южный. Вершинная поверхность выровнена и разбита на отдельные блоки, занимающие разные уровни. Высота ограничивающих уступов достигает 200–250 м. Ширина вершинной поверхности увеличивается в западном направлении от 10 до 30 км с одновременным увеличением глубины от 2500 до 3500 м. Осадочный чехол в пределах межразломного хребта развит в основном на его западе. Ближе к рифтовой долине он представлен осадками мощностью порядка 100 м, заполняющими отдельные понижения акустического фундамента. При удалении от рифтовой долины осадки перекрывают поверхности плосковершинных гряд и представлены известняками мощностью около 100 м. Над выровненной вершинной поверхностью возвышаются отдельные пики и горы, количество которых увеличивается при приближении к рифтовой долине. Минимальные отметки достигают 2000 м.

К востоку от рифтовой долины межразломный хребет шириной до 45 км также имеет асимметричное строение, однако с более крутым южным склоном. Последний представляет собой крутой уступ, у края которого, на вершинной поверхности хребта, находятся отдельные горы с глубинами до 2500–2700 м. Вершинная поверхность хребта выровнена и лежит на глубинах 3100–3300 м. На $38^{\circ}36'$ и $38^{\circ}23'$ з.д. она пересекается ложбинами шириной 3–4,5 км с плоским дном и крутыми склонами высотой 200–400 м, иногда обрамленные узкими грядами. Эти гряды протягиваются в виде выступов склона в пределы северного желоба, на $8^{\circ}50'$ с.ш. Межразломный хребет восточнее 39° з.д. перекрыт осадочным чехлом мощностью до 400 м, который располагается в отдельных депрессиях акустического фундамента.

Можно предположить, что восточнее углового поднятия, вышеупомянутые формы рельефа были сформированы благодаря оперяющим разломам, возникновение которых было обусловлено при сдвиговых движениях по трансформе. При этом деформации полностью разрушили хребет между разломами Долдрамс и Архангельского. Если это предположение верно, то можно допускать, что в подобных ситуациях движения по одному трансформному разлому могут вызывать деформации далеко за его пределами.

Активная часть зоны разлома Долдрамс (см. рис. 4.18 и 4.19) пересекает САХ вдоль $8^{\circ}10'$ с.ш. На стыке разлома с северным сегментом рифта ($39^{\circ}20'$ з.д.), к востоку от нодальной впадины, по дну желоба протягивается гребень с глубинами около 3500 м. Вдоль своего простирания он разделен седловинами, глубины в которых достигают 4000 м. Эти седловины соответствуют глубоким депрессиям северо-северо-западного простирания на северном борту желоба. Глубина дна желоба в западной части полигона (до $38^{\circ}52'$ з.д.) выше 4300 м, к востоку глубины увеличиваются до 4600 м. Восточнее $38^{\circ}33'$ з.д. глубина желоба резко уменьшается, в его продольном профиле отмечается уступ вы-

сотой до 500 м. Почти все дно желоба занято двумя гребнями с минимальными глубинами 3200–3300 м. К востоку разделяющая их ложбина выклинивается, и они сливаются в единое поднятие.

Представляется, что активная часть разлома Долдрамс имеет наиболее сложное строение из всех описанных ранее разломов. Видимо, здесь, помимо сдвиговых движений, происходят процессы растяжения, которые были благоприятны для подъема экструзивных и протрузивных образований, слагающих ныне мидианские хребты.

Рифтовая долина между разломами Долдрамс и Вернадского протягивается по 38° з.д. (см. рис. 4.18 и 4.19). Севернее 8° с.ш. ее глубины увеличиваются от 4100 до 4600 м. На дне, расположенном на средних глубинах порядка 4000 м, на $7^\circ 50'$ с.ш., находится поднятие высотой до 200 м и шириной до 1,5 км. Борты рифтовой долины крутые, западный выше восточного. Вдоль восточного борта протягивается субмеридиональное поднятие с минимальной глубиной 2250 м, сложенное серпентинитами (см. рис. 4.18).

Межразломный хребет к западу от рифтовой долины возвышается над дном желоба разлома Долдрамс на 1700 м. На его склоне, обращенном к желобу, протягиваются гребни, параллельные последнему. Вершинная поверхность хребта узкая, шириной 3–4,5 км, лежит на глубинах 2900–3000 м. На $38^\circ 28' - 30'$ з.д. она отделена седловиной от углового поднятия у южного сегмента рифтовой долины. Угловое поднятие состоит из двух частей. Восточная, более широкая (до 15 км), имеет в плане изометричные очертания; западная протягивается в виде узкого гребня, который является продолжением межразломного хребта. К востоку от рифтовой долины, за упомянутым выше субмеридиональным поднятием, межразломный хребет имеет асимметричное строение, поднимаясь с севера на юг рядом широких ступеней с глубинами 3200–3500 м. Его поверхность расчленена ложбинами северо-восточного простирания. Вдоль южного края хребта, вдоль разлома Вернадского, протягивается поднятие, наиболее высокой частью которого является гора Пейве (Пушаровский и др., 1988; Кепежинская и др., 1990). Проведенные драгировки показали, что здесь развиты базальты, (20%), габбро (50%), в том числе пижонитовое, ультраосновные породы (30%) и диориты. С вершины горы были подняты окатанные валуны габброидов с дисквационными корками. Последние были обнаружены также в осадках. Можно с большой степенью уверенности говорить о том, что эта часть океанической коры была вблизи уровня моря или даже возвышалась над ней, а затем погрузилась на глубину около 900 м.

Разлом Вернадского пересекает гребневую часть САХ на $7^\circ 40'$ с.ш. (см. рис. 4.18 и 4.19). Плоское дно желоба с глубинами свыше 4300–4800 м образовано поверхностью осадков мощностью до 500 м. На $38^\circ 31' - 36'$ з.д. через дно желоба протягивается гряда с плу-

бинами над ней около 3900 м. Ее западный борт образует крутой уступ высотой 700 м над дном желоба. Восточный склон гряды ограничивает глубокую депрессию, протягивающуюся через хребет к северу и отделяющую угловое поднятие. Восточнее $38^\circ 10'$ дно желоба приобретает V-образный профиль и переходит в дно нодальной впадины шириной около 3 км, вытянутой вдоль его простирания. Глубина в нодальной впадине достигает 6000 м. Восточнее глубины уменьшаются до 4700 м. К востоку от $37^\circ 20'$ разлом Вернадского не изучался.

Между разломами Вернадского и $7^\circ 10'N$ расположен плохо изученный район, в пределах которого, судя по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и карте ГЕБКО (Digital..., 1997) расположены узкие желоба и поперечные хребты. Один из хребтов, непосредственно к югу от разлома Вернадского имеет ширину до 20–25 км и высоту 1200–1300 м (см. рис. 4.15 и 4.19).

Срединно-Атлантический хребет между разломами $7^\circ 10'N$ и Сан-Паулу имеет иное строение (Удинцев и др., 1996; Equatorial..., 1996), чем более северные регионы. Этот сегмент (рис. 4.20) расположен примерно на 500 м выше чем многие другие отрезки хребта. В его пределах выделяют узкий рифтогенный хребет и обширные плато (Удинцев, 1987).

Южнее зоны разлома $7^\circ 10'N$, между 6 и 5° с.ш., детальные исследования МЭ не проводились. По данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и карте ГЕБКО (Digital..., 1997), рифтовая долина севернее $5^\circ 10'$ с.ш. имеет северо-западное простирание, которое южнее изменяется на субмеридиональное, с незначительным смещением на $4^\circ 40'$ с.ш.

К северу от разлома Страхова рифтовая долина (Кольцова, Голод, 1995; Удинцев и др., 1995; Equatorial..., 1996), протягивается примерно вдоль $32^\circ 30'$ з.д., имея северо-северо-западное простирание (рис. 4.20). Ее дно располагается на средней глубине в 3800 м. Ширина долины изменяется от 4 до 10 км. Внутри нее, располагается анфилада переуглубленных (свыше 4400 м) впадин. Их количество и размеры возрастают в южном направлении. Рифтовая долина с востока и запада обрамлена рифтовыми горами, шириной до 20 км. Они образуют симметричные массивы, с глубинами до 2 км, разделенные пониженными участками дна, глубины в которых составляют 2800–3000 м.

Разлом Страхова (Агапова, 1993) протягивается вдоль 4° с.ш. и смещает гребень хребта почти на 60 км (см. рис. 4.20). Его активная часть выражена в рельефе протяженной депрессией со средней глубиной около 4000 м, в которой располагается анфилада более мелких впадин, в которых глубины дна достигают 4800 м. Осадочные тела (Кольцова, Голод, 1995) имеют среднюю мощность в 100–150 м и располагаются на уступах склонов и в депрессиях. Максимальные глубины в желобе разлома Страхова (5348 и 5318 м) установлены

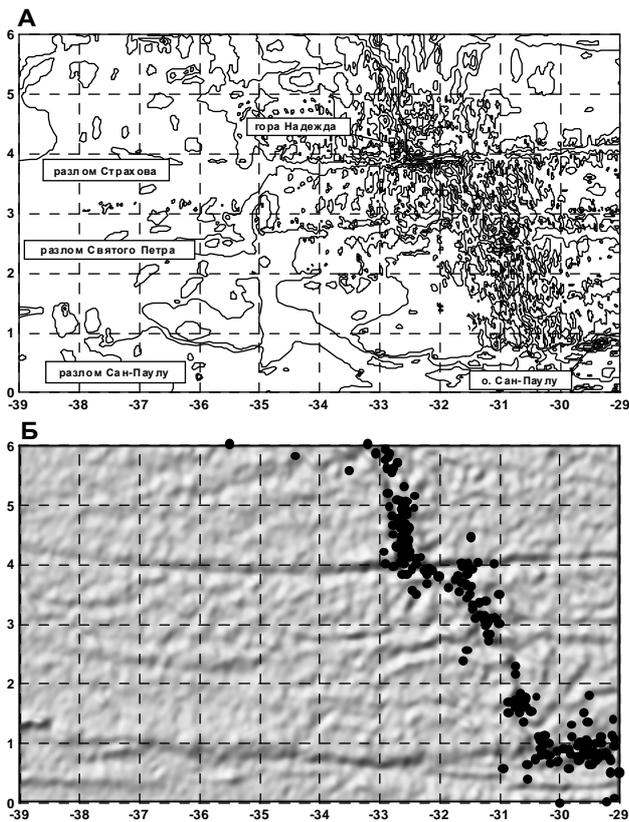


Рис. 4.20. Батиметрическая карта (Digital..., 1997) (а) и карта гравитационных аномалий, совмещенная с эпицентрами землетрясений (б) на Срединно-Атлантический хребет между разломами Сьерра-Леоне и Сан-Паулу (Sandwell, Smith, 1997)

в нодальных впадинах, в которых осадки отсутствуют. Желоб ограничен протяженными поднятиями, вершины которых расположены на глубинах менее 1600 м. Минимальная глубина (854 м) отмечена на горе Надежда (см. рис. 4.20), расположенной вблизи пересечении разлома и северного отрезка рифтовой долины.

Рифтовая долина южнее разлома Страхова также имеет северо-северо-западное простирание и прослеживается непрерывно примерно по $31^{\circ}20'$ з.д. на расстояние более чем 120 миль (южнее съемки многолучевым эхолотом не проводились). В районе $2^{\circ}40'$ с.ш. долина изгибается к востоку, смещаясь более чем на 30 км. Средние глубины в ней составляют 3800 м, ширина изменяется от 5 до 15 км. Рифтовая долина обрамляется протяженными хребтами рифтовых гор, шириной от 3 до 20 км, которые в районе $2^{\circ}40'$ с.ш. осложнены зонами относительных понижений (3400 м). На пририфтовых поднятиях изредка встречаются небольшие по площади (5–10 кв.км) осадочные тела мощностью до 100 м. Основная же масса осадочных тел связана с субмеридионально ориентированными депрессиями рифтогенного хребта, где осадочный чехол достигает мощности 250 м.

В районе $2^{\circ}40'$ с.ш. разлома располагаются два субпараллельных трога, которые получили название – раз-

лом Св.Петра. Он представляет собой сложно построенную область, которая имеет большие отличия в строении рельефа (Кольцова, Голод, 1995; Удинцев и др., 1996; Equatorial..., 1996), гравиметрических полей (Sandwell, Smith, 1997) и развития землетрясений от прилегающих с севера и юга участков САХ (рис. 4.21). Основным интерес представляют взаимоотношения рифтовой долины и поперечных нарушений, которые мы и рассмотрим более подробно. Северный трог хорошо прослеживается в рельефе и по увеличенным (до 700 м) мощностям осадков. При приближении к рифтовой зоне разлом изгибается к северу, но в гребневой зоне хребта не прослеживается. Восточнее оси хребта соотношение трога и рифта аналогично. Желоб северного разлома прослеживается на восток почти до поднятия Сьерра-Леоне. Второй, более южный разлом пересекает осевую часть САХ на $2^{\circ}30'$ с.ш. К сожалению, из-за поломки эхолота, трог не был закартирован. По данным однолучевого эхолотирования рифтовая долина резко изменяет простирание на субширотное (устное сообщение Г.В.Агаповой и Equatorial..., 1996). Вдоль ее южного борта протягивается субширотный хребет. Приведенные данные свидетельствуют о том, что поперечные нарушения могут не пересекать рифтовую зону. На этом вопросе мы остановимся позже.

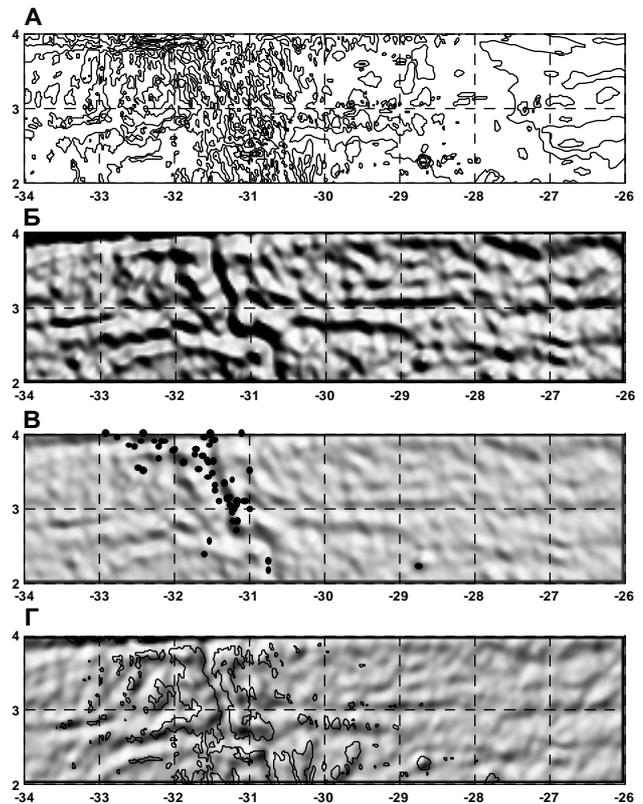


Рис. 4.21. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Св. Петра. А – батиметрическая карта (Digital..., 1997); Б – гравиметрическая карта по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997); В – то же с эпицентрами землетрясений; Г – то же с изобатой 3000 м

Разлом Сан-Паулу (Удинцев, Агапова, 1991; Агапова, 1994) (см.рис.4.20) состоит из четырех депрессий с протяженностью активных частей с севера на юг, соответственно в 315, 150, 90 и 56 км и шириной порядка 45–60 км. Глубины дна в депрессиях увеличиваются с севера на юг от 3700 до 4200 м. На востоке активной части разлом имеет асимметричное строение. Северный борт обрамлен высоким приразломным хребтом, на котором расположен остров Сан-Паулу и несколько крупных гор (например – гора Белоусова), глубины над вершинами которых менее 1000 м.

Скалы Сан-Паулу (см.рис.4.20) неоднократно описывались в литературе, начиная с рейса “Бигль” (Дарвина, 1909) (см. главу 2). Они сложены шпинеливыми перидотитовыми и клинопироксен–плагиоклазовыми милонитами (Gorini, 1981; Bonatti, 1990). Сланцеватость пород имеет падение к востоку под углами от 60 до 70° и субмеридиональное простирание. Определение абсолютного возраста (K/Ar метод) дало неожиданно древние цифры – 835 млн лет (Gorini, 1981). Предполагается, что основные термальные события происходили 155 млн лет назад (Bonatti, 1990). Тонкая геохимия шпинели позволила доказать, что породы могут быть отнесены к субконтинентальной мантии (Bonatti, 1990). Сходные породы были подняты и при драгировках в прилегающих районах (Denisova, 1996).

Разлом Романш был изучен (см рис. 4.20, 4.22 и рис. 4.23) в результате исследований многих экспедиций (Heezen et al., 1964; Gorini, 1981; Bonatti, Chermak et al., 1979; Belderson et al., 1984; Searle et al., 1993; Honnorez et al., 1991; Bonte et al., 1982; Monti, Mercier, 1991; Bonatti et al., 1991; работы в 13, 16 и 18 рейсах НИС “Академик Николай Страхов”). Разлом Романш выражен в рельефе глубокими долинами и хребтами, имеющими субширотное простирание в его западной части, которое меняется на восток-северо-восточное восточнее 21° з.д. Протяженность его “активной части”, превышает 900 км.

Область западного сочленения разлома Романш и рифтовой долиной была закартирована многолучевым эхолотом Simrad в 1996 г. во время итало–русской экспедиции на НИС “Геленджик”. На район располо-

женный между экватором и 1°50′ ю.ш. и 25°40′ – 19°30′ з.д., сотрудником Института Морской геологии (Болнья, Италия) Марко Лиджи, были построены цветные батиметрическая карта и карта подсвеченного рельефа (источник освещения – 315°) в масштабе 1 : 750 000. На этой картографической базе автором были составлены, по просьбе профессора Э.Бонатти, структурные карты, которые позволили установить следующие особенности строения района (рис.4.24).

Рифтовая зона располагается между 24°30′ и 24°40′ з.д., имея ширину 18 км. В сторону экватора, на протяжении 80 км долина сужается до 13 км. Ее простирание между 1°00′ ю.ш. и 0°40′ ю.ш. – 350°. Севернее – 355°. В области изменения простирания на западе пририфтовых гор располагается понижение рельефа. На 0°40′ ю.ш. дно долины имеет меньшие глубины. Здесь располагается широтное поднятие, которое пересекается тремя меридиональными хребтами с протяженностью от 11 до 23 км. Минимальные глубины находятся на 0°35′ ю.ш. Наиболее углубленные части рифтовой долины имеют сложное строение. В центральной части располагается осевое поднятие шириной в 5–6 км, которое, очевидно, соответствует неовулканической зоне. В нескольких местах оно смещается левыми сдвигами на расстояние 500–700 м. Сдвиги прослеживаются и за пределами рифтовой долины. С севера и до 0°10′ ю.ш. прослеживается сходный хребет. Можно предполагать, что в закартированной части рифтовой долины имеется перекрытие (overlapping) спрединговых центров.

Рифтовая долина ограничена протяженными хребтами шириной от 7 до 15 км. На склонах обращенных к оси рифтовой долины располагаются уступы, возникшие, очевидно, в результате наклона отдельных блоков. На юге, на 1°00′ ю.ш., рифтовая долина частично перегораживается западным замыканием структур древнего разлома, которые были выделены ранее как палео-Романш (Перфильев и др., 1994).

Восточнее рифтовой зоны располагается область шириной в 20–25 км. Она характеризуется рядом протяженных (10–40 км) хребтов, образующих эшелоноподобные образования. Восточная граница области проходит по западным замыканиям косоориентированных

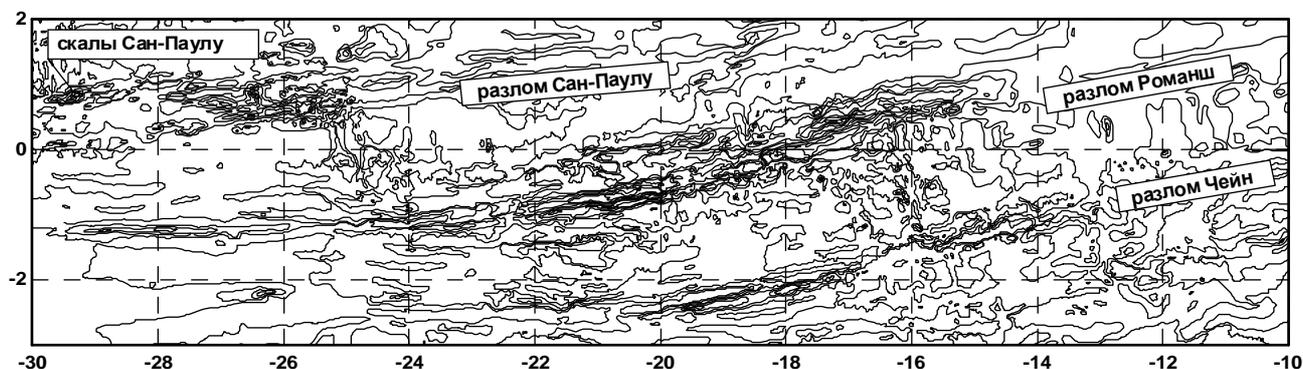


Рис. 4.22. Батиметрическая карта (Digital..., 1997) Срединно-Атлантического хребта между разломами Сан-Паулу и Романш

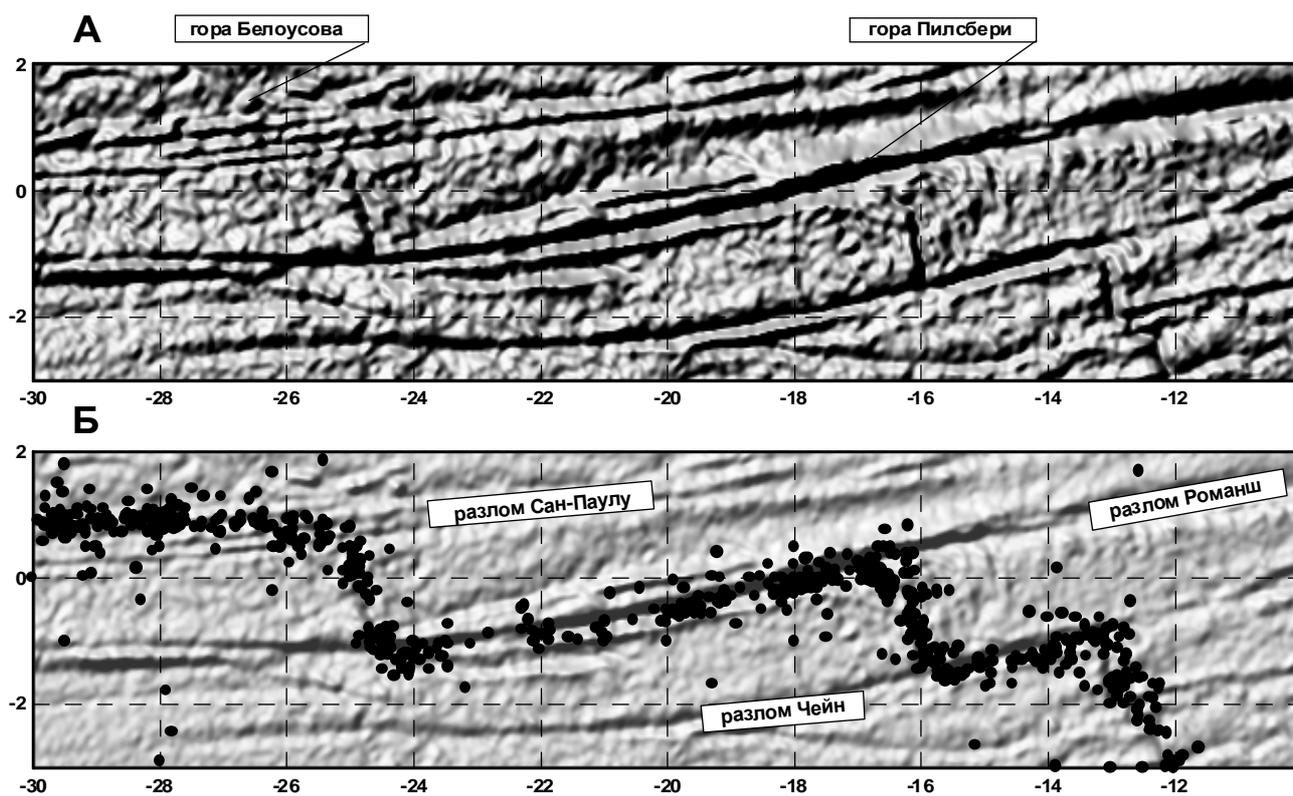


Рис. 4.23. Карта гравитационных аномалий (А) и эпицентров землетрясений (Б) Срединно-Атлантического хребта между разломами Сан-Паулу, Романш и Чейн (Sandwell, Smith, 1995)

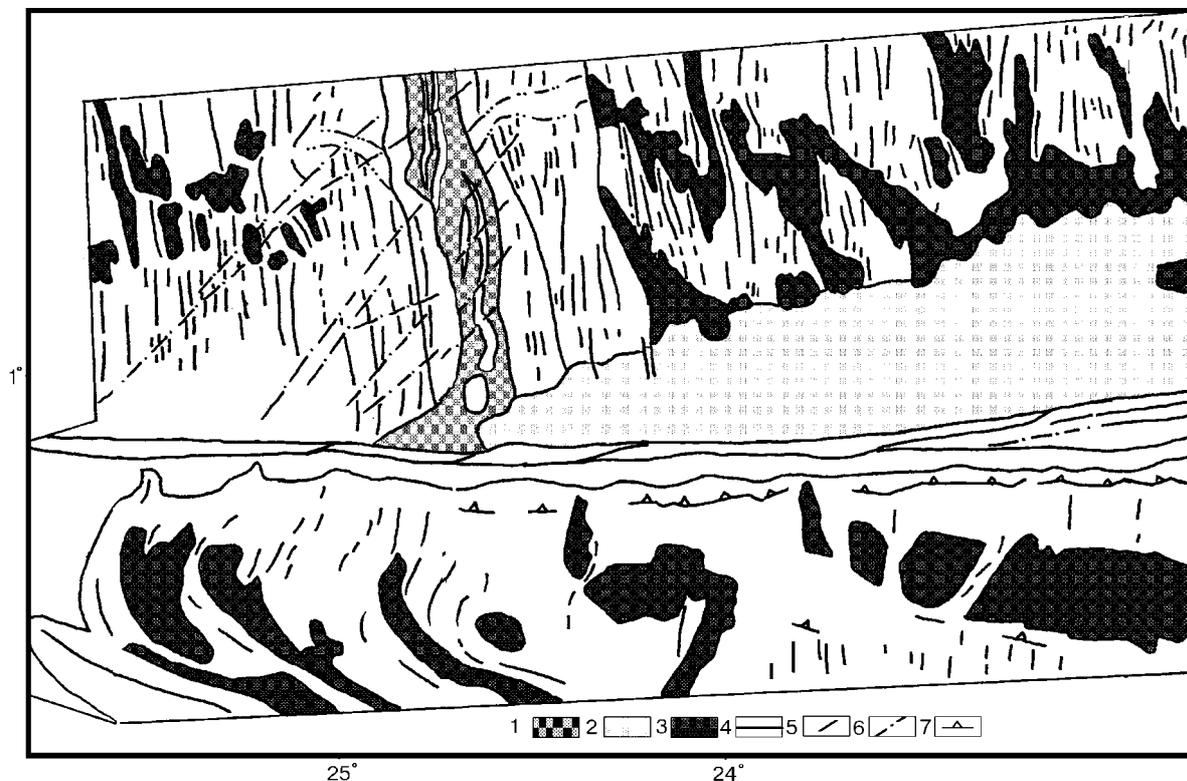


Рис. 4.24. Структурная схема западной части разлома Романш. 1, 2 – структуры: 1 – рифтовой зоны, 2 – палео-Романш; 3 – области аккумуляции осадков; 4 – крупные разломы; 5 – простирания хребтов; 6 – разломы; 7 – области резких обрывов простираний

впадин. Западнее рифтовой зоны располагается область иного строения. Здесь закартированы узкие (2–3 км), протяженные хребты, образующие единый массив. Для него характерен небольшой разворот в районе $0^{\circ}40'$ с.ш. – $0^{\circ}45'$ с.ш. с простирания 350 – 355° на 340 – 345° . В плане массив имеет ромбообразную форму, что подчеркивается уменьшением протяженности хребтов к западной границе схемы (см. рис. 4.24). Во многих местах намечается система сколов с простиранием $СВ25^{\circ}$, которые аналогичны сдвигам в рифтовой долине. Очевидно, что они также представляют собой левые сдвиги с амплитудами в первые сотни метров. Основная часть сколов развита в полосе, шириной до 50 км той же ориентировки. Западнее описанного массива располагается эшелон хребтов с шириной в 15–25 км и с общим простиранием около 30° . Хребты имеют меридиональное простирание, с небольшими смещениями и искривлениями в зоне сколов.

По данным итало-российских исследований, активная часть разлома Романш меняет свое простирание с восток–северо–восточного на субширотное (см. рис. 4.22 и рис. 4.23). В области изменения простираний на $20^{\circ}30'$ з.д. глубина дна желоба увеличивается к востоку от 6500 м до 6900 м. Между $19^{\circ}30'$ и 20° с.ш. дно желоба имеет ширину от 12 до 22 км и представляет собой ряд депрессий, разделенных медианными хребтами, количество которых меняется по простиранию. Желоб имеет V-образный профиль и лишь западнее есть небольшой участок плоского дна шириной около 1,5 км. Относительная высота желоба достигает 4600 м.

Центральный медианный хребет, по данным французской батиметрической карты (Monti, Mercier, 1991), прослеживается к востоку до $18^{\circ}55'$ з.д., а северный, на этом же отрезке, приключается к склону. Восточнее описанного участка с медианными хребтами желоб представляет собой единую депрессию. В пределах последней и находятся максимальные глубины (“Vema Deep”), отмеченные в разломе Романш.

Севернее желоба Романш находится ступень шириной до 15 км (Bonatti et al., 1996b). На ее выровненной поверхности, лежащей на глубинах 3900–4000 м, протягиваются эшелонированные субширотные хребты длиной от 10 до 20 миль и высотой до 700 м. В целом для описанной части разлома характерны две системы морфоструктур: субширотной на севере и восток–северо–восточной – в южной части.

На востоке активной части Романш, до исследований 13-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, предполагалось, что рифтовая долина в районе 0 – $0^{\circ}30'$ ю.ш. и $16^{\circ}13'$ – $17^{\circ}10'$ з.д. либо прослеживается по экватору к области максимальных глубин на 17° з.д. (Searle et al, 1993), либо, после широтного изгиба, находит продолжение в виде депрессии на $16^{\circ}45'$ з.д. (Gorini, 1981). Последние данные позволили установить, что рифтовая долина не имеет связи с активной частью разлома (см. рис. 4.23) и пред-

ставляют собой область диффузного сочленения (Bonatti et al., 1996a).

Вершина северного поперечного хребта (см. рис. 4.23) лежит на глубинах 870–900 м. Она складывается по результатам драгировок известняками, которые, по сейсмическим данным, образуют карбонатную платформу (Ефимов и др., 1996; Bonatti et al., 1991; Gasperini et al., 1997). Хребет асимметричен, с более пологим северным склоном, расчлененным поперечными ложбинами (Searle et al., 1993).

Приведенные выше данные по строению САХ между экваториальной областью и 25° с.ш. показывают его большую неоднородность. Рифтовая зона хорошо выражена, но ее строение может отличаться от места к месту. Устанавливаются разные соотношения между рифтовыми долинами и зонами разломов. Более подробно к основным закономерностям строения хребта мы обратимся ниже.

4.4. Сегментация Срединно-Атлантического хребта

Применение новых технических средств показало, что продольная гетерогенность Мировой рифтовой системы проявляется не только в существовании отрезков, протяженностью в тысячи километров, но и на более “высоких” уровнях, которые известны как сегменты 2, 3, 4 и т.д. порядков (например: Bonatti, 1986; Macdonald et al., 1993 а б, и др.).

В центральной части Атлантического океана на основании данных о рельефе гребневой части САХ автором было предложено выделение (Мазарович, 1993) нескольких крупных сегментов (тектонических зон). Привлечение к решению этой проблемы альтиметрических данных позволяет уточнить общую картину, а также внести некоторые изменения

Сегмент 1-го порядка Зеленого Мыса–Марафон отличается хорошо выраженной протяженной рифтовой долиной и по этой характеристике он близок к району, расположенным севернее разлома Зеленого Мыса. В осевой части хребта рифтовые горы образуют протяженные гряды, которые прерываются между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. В этом районе расположен изгиб рифтовой долины. Дно рифтовой долины располагается на глубинах до 4300 м. По геохимическим данным (Bonatti et al., 1993) севернее изгиба встречаются наиболее диплетированные перидотиты, а также наиболее обогащенные базальты.

Сегмент 1-го порядка Марафон– $7^{\circ}10'N$ характеризуется двоякой системой разломов Марафон–Меркурий и разломом Вима, а также полиразломной системой Архангельского, Долдрамс, Вернадского и $7^{\circ}10'N$. Здесь рифтовые долины имеют меньшую протяженность. Гребневая зона САХ не имеет линейных рифтовых гор. Рифтовая зона располагается на глубинах до 4000 м. Расстояние между разломами (по гребню САХ)

изменяется от 30 до 80 миль (55–145 км). В целом, для этого отрезка САХ характерно максимальное разуплотнение ниже подошвы литосферы под гребнем САХ, который здесь наиболее погружен в пределах Северной и Центральной Атлантики (Суетнова, Федорова, 1990). В блоке преобладают базальты типа ТОР–2 (Дмитриев и др., 1990) и он хорошо выделяется на альтиметрических картах.

Сегмент 1-го порядка 7°10'N – Сан-Паулу был хорошо охарактеризован (Тимофеев и др., 1992; Equatorial ..., 1996). Он резко отличается по особенностям рельефа как от более северных, так и более южных районов. Рифтовая область отличается значительной протяженностью. Рифтогенный хребет шириной всего 90–120 км ограничен зонами краевых дислокаций, за которыми простираются выположенные фланговые плато. Рифтовые долины протяженные, с глубинами 3800–4000 м.

Сегмент 1-го порядка Сан-Паулу – Романш соответствует полосе с наиболее значительными смещениями по разломам. Помимо этого, сами разломы представляют собой сложные и возможно разновозрастные в разных своих частях морфоструктуры.

Таким образом, Срединно-Атлантический хребет в пределах центральной зоны разделен на сегменты с различным структурным планом. Ниже будет показано, что эта же сегментация прослеживается далеко за его пределы.

4.5. Структурная неоднородность Срединно-Атлантического хребта. Взаимоотношения структур Срединно-Атлантического хребта и поперечных нарушений

В настоящем разделе мы остановимся на особенностях строения САХ в пределах Центральной Атлантики и попытаемся показать его морфоструктурную неоднородность.

Поднятия, поперечные к простиранию рифтовой долины (внутририфтовые пороги) известны во всех сегментах осевой части САХ между 16 и 6° с.ш. (15°52', 12°30', 8°30' с.ш. и другие), и их описания приводились выше. В самом общем виде они представляют собой поднятия с высотами от 200 до 800 м и минимальными глубинами в рифтовой долине. К северу и югу от них глубины дна долины увеличиваются. В ряде участков САХ с поперечными порогами связаны изменения простираний рифтовой долины. Можно полагать, что формирование этих морфоструктур связано с разрывной тектоникой.

Эшелонированность рифтовой области не является характерным для приэкваториальной Атлантики, хотя это явление описано в ряде районов Мирового океана (Abelson, Agnon, 1997). Как было показано выше, она установлена непосредственно к югу от разлома Зеленого Мыса (см. рис.4.16). Здесь, на фоне общего разво-

рота простирания рифтовой зоны с субмеридионального на северо-восточное, проявляется смещение внутририфтовых депрессий и разделяющих хребтов при приближении к разлому Зеленого Мыса в восточном направлении. Сегмент САХ с эшелонированным размещением морфоструктур внутри рифтовой долины протягивается на расстояние порядка 50 км.

Впадины с аномальными глубинами известны в некоторых сегментах рифтовой зоны. Они представляют собой ряд глубоких участков дна, которые отделены друг от друга относительно менее глубокими зонами. Подобные “анфилады впадин” известны между разломами Зеленого Мыса и Марафон и 7°10'N – Сан-Паулу. Рифтовая долина севернее разлома, судя по опубликованным материалам (Equatorial ..., 1996) Страхова имеет среднюю глубину в 3800 м. Днища переуглубленных впадин располагаются на глубинах порядка 4400 м. Их число и размеры, как отмечалось выше, возрастают в южном направлении. Сходная ситуация существует и южнее разлома Страхова.

Важным вопросом для понимания возникновения структур центральной части Атлантического океана представляется характер взаимоотношений структур Срединно-Атлантического хребта и поперечных к ним океанских структур – трансформных разломов и разрывов (“discontinuity”). Основными элементами областей сочленения (стыков) трансформных разломов и рифтовых долин являются, как известно, поднятия внутреннего угла (угловые поднятия) и нодальные впадины.

Угловые поднятия Центральной Атлантики представляют собой наиболее крупные поднятия в пределах гребневой части хребта. В большинстве случаев они образуют крупные пики с минимальными глубинами в пределах хребта или иногда формируют обширные топографические поднятия (Severighaus, Macdonald, 1988). Анализ этих морфоструктур показывает значительные различия в их геологическом строении.

Угловое поднятие на востоке разлома Зеленого Мыса (Н1С_Е_СV) (Строение..., 1989; Геологические..., 1991; Cannat, Casey, 1995; Перфильев и др., 1996) возвышается над дном разломного трога на 2000 м, нодальной впадины – на 2800 м и рифтовой долины – 1500 м. Вершина горы слагается базальтами ниже которых располагаются серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и верлиты с маломощными дайками и жилами габбро (Cannat, Casey, 1995). Угловое поднятие (Н1С_W_MAR, – гора Ферсмана) в разломе Марафон (Разницин и др., 1991), как было показано выше, состоит из двух частей. Нижняя (глубины более 3800 м) сложена измененными и тектонизированными базальтами типа MORB, долеритами и гипербазитами. Верхняя – слагается свежими базальтами.

Восточное угловое поднятие зоны разлома Долдрам (Н1С_Е_DLD) не представляет собой классическое угловое поднятие (см. рис.4.18). Восточная часть имеет в плане изометричные очертания и здесь возвы-

шается три вершины. Драгировки в 6 и 9-ом рейсах НИС “Академик Николай Страхов”, в 28-ом “Академик Вернадский” (Шнюков и др., 1989) и “Пиллсбери” (Bonatti et al., 1971) принесли серпентинизированные и (или) амфиболитизированные перидотиты, гарцбургиты и лерцолиты, серпентинит, тремолит-тальковые породы, в разной степени измененные габбро, долериты, родингиты, брекчии с обломками всех всех типов пород. С запада примыкает протяженный хребет. Резко иное строение имеет западное угловое поднятие зоны разлома Долдрамс (НИС_W_DLD). Оно представляет массив с крутыми западными и южными склонами. Проведенные драгировки на НИС “Академик Николай Страхов” (6-ой рейс) и “Кейн (рейс К9) (Фох, Ордуке, 1973) показали, что здесь залегают габброиды и в разной степени измененные базальты.

Угловое поднятие на востоке активной части разлома Кейн (Auzende et al., 1993), сложено на глубинах от 6000 до 2200 м массивными и расщепленными габбро. Они перекрыты потоками массивных и пиллоулав и прорваны долеритовыми дайками, выходящими на поверхность выше изобаты 2500 м и имеющими углы падения от 50 до 70°. Поднятие НИС_E_KN нарушено разломами с углами падения от 25 до 50°, которые имеют субширотные или северо-западные простирания. Параллельно трансформно развиваются сдвиговые деформации. На западном продолжении массива через каждые 20 км располагаются субмеридиональные долины, возникновение которых рассматривается как реакция на подъем.

На восточном фланге разлома Хейс (Силантьев и др., 1995) в строении углового поднятия (НИС_E_HA) преобладают разнообразны габброиды (микрогаббро, изотропное габбро, пегматоидное габбро и габбро-анортозиты), долериты, литокластические брекчии содержат обломки этих же пород в милонитизированных габброидах. На западе активной части угловое поднятие НИС_W_HA сложено амфиболитами и метагипербазитами, которые претерпели интенсивные тектонические дислокации – будинаж, сланцеватость. Отмечены и зеркала скольжения. Авторы предполагают, что в нормальный разрез океанической коры внедрялись габброиды верхних уровней в условиях стрессовых деформаций. Общий подъем, который оценивается на востоке в 6 км, а на западе в 12 км, произошел на фоне низкотемпературного метаморфизма.

Приведенные примеры показывают, что угловые поднятия слагаются различными комплексами пород, претерпевшими в разной мере деформации и метаморфические процессы. Эти морфоструктуры имеют различные рельеф и размеры, могут отстоять от оси рифтовой долины на разные расстояния. В ряде мест можно утверждать, что формирование угловых поднятий происходило не одноактно, а в течение, как минимум, двух фаз.

Нодальные впадины Центральной Атлантики образуют не менее 8 типов (Мазарович, Турко, 1994) (рис.4.25). Простейший по своему строению тип, представляет собой (рис.4.25 а) относительно неглубокие (200–400 м) понижения океанского дна на пересечении рифтовой долины и небольших трансформных разломов. Он установлен в районе FAMOUS (Choukroune et al., 1978; Международный..., 1989–1990). Здесь нодальные впадины расположены на глубинах около 1600 м и имеют максимальную ширину до 10 км. Они могут быть вытянуты в сторону рифта на расстояние до 20 км или иметь изометричные очертания. 2 тип (рис.4.25 б) представляет впадины, тесно сопряженные с “поднятиями внутреннего угла” Они имеют в плане форму, близкую к треугольнику, одна из сторон которого вытянута по направлению “активной части” трансформного разлома (например – NB_STR_W, NB_SP_W, NB_OC_E, NB_CV_E). В деталях эти образования могут отличаться друг от друга, но, однако, имеют близкую глубину (> 5000 м, обычно 5000–5200 м), крутой склон, сопряженный с угловым поднятием, и протяженность по максимальному удлинению до 20–30 км. Их наиболее глубокие части расположены напротив рифтовой долины. Ряд впадин (например – NB_DLD_W, NB_STR_W) (рис.4.25 в) сходен с вышеописанными, но имеет более

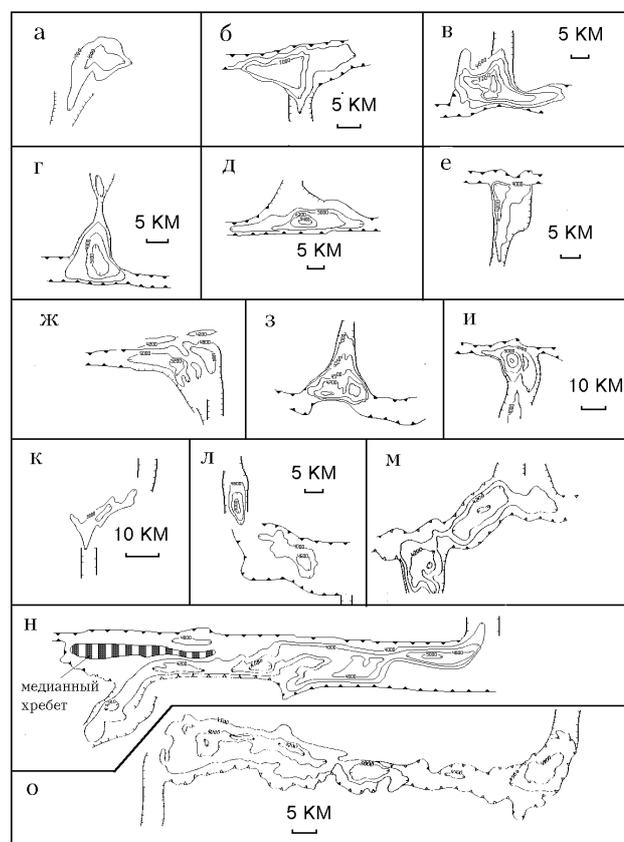


Рис. 4.25. Нодальные впадины Атлантического океана (Мазарович, Турко, 1994). 1 – склоны желобов разломов; 2 – изобаты, м; 3 – рифтовая долина; 4 – медианный хребет

сложную форму и может вдвое превышать их по размерам. Глубины достигают 5500 м. 3 тип (рис. 4.25 г) установлен в разломе Зеленого Мыса, в котором впадина (NB_CV_W) напоминает в плане равнобедренный треугольник (по изобате 4500 м), основание которого вытянуто на 15 км вдоль разлома, а вершина проникает на 20–25 км в рифтовую долину. Внутри “треугольника” расположена депрессия, которая вытянута в сторону рифта и имеет глубину более 5100 м. 4 тип (рис. 4.25 д) имеет отчетливое удлинение вдоль разлома и установлен в разломах Сан-Паулу, Вернадского и Марафон (например – NB_SP_W, NB_VER_W, NB_MAR_W). Протяженность впадины может достигать 50–60 км, при ширине в 10–15 км. К этому же типу тяготеют NB_VIM_W и NB_AR_W. Впадины могут не соединяться с рифтовой долиной, отделяясь от нее крутым склоном. Глубина во впадинах подобного типа может достигать 6000 м (NB_VER_W). 5 тип (рис. 4.25 е) впадин вытянут в сторону рифтовой долины и закартирован в разломах Марафон и Долдрамс (NB_MAR_E, NB_DLD_E) на 20–30 км при ширине до 5–10 км. Их глубина достигает 5500 м (NB_DLD_E). Нодальные впадины 1–5 типов могут быть объединены в класс простых, которому можно противопоставить класс сложных, объединяющий объекты в зонах океанского дна с глубинами более 4500–5000 м. Последние образуют сложно построенные депрессии, в которых можно видеть несколько впадин, разделенных поднятиями разнообразной формы.

6 тип (рис. 4.25 ж, з, и) описан в разломах Вима и Кейн (например, – NB_VIM_E, NB_KN_E, NB_KN_W) (Международный... 1989–1990 и др.). Для него характерна неовулканическая зона, пересекающая в нодальную впадину. Глубины достигают 6000 м. 7 тип (рис. 4.25 к, л, м) объединяет протяженные (до 30–40 км) депрессии, которые соединяют рифтовые долины под некоторым углом и могут образовывать как единую протяженную депрессию (разлом Курчатова – Searle, 1979) так и сложно построенную область (разломы: 33°30' ю.ш., Меркурий). Они существуют, как правило, в так называемых “разломах с малым смещением”. Глубины в таких впадинах изменяются от 3500 до 4500 км, их ширина может достигать 10–15 км. Подобного типа соединение двух рифтов было изучено также в районе острова Буве – нарушении Мошеш (см. ниже). 8 тип (рис. 4.25 н о) установлен в разломах Рио Гранде, Кокс и Атлантик (Fox et al., 1991; Purdy, et al., 1990). Это протяженные (от десятков до многих десятков км) зоны сигмоидной формы, которые совпадают с “активными частями” трансформных разломов. Они отличаются весьма прихотливым сочетанием хребтов, поднятий и депрессий, простираение хребтов может как совпадать, так и не совпадать с простираением впадин (например, в разломе Кокс). Ширина зон изменяется от 10 до 70 км.

Рассмотренные примеры позволяют полагать, что происхождение многих нодальных впадин связано со

сложными и продолжительными процессами в океанической коре. Например, пересечение уже сформированной впадины зоной молодого вулканизма свидетельствует о двух, как минимум, этапах развития, а наличие горизонтально залегающего осадочного чехла – о фазе относительного покоя в развитии депрессии после ее образования. На это же указывают и исследования, проведенные в разломе Вима, которые показали, что осадочный чехол, мощностью до 1000 м в нодальной впадине NB_VIM_W нарушен разломами (Bowen, White, 1986), которые, судя по фрагментам профилей, располагаются на продолжении простираения рифтовой долины.

Выделенные типы нодальных впадин могли бы представлять собой единый эволюционный ряд – от более простого (тип 1) к сложному (тип 8), который позволяет проследить эволюцию спредингового центра во времени, начиная от нулевого смещения. Однако этому противоречит существование протяженных депрессий, которые фиксируются за пределами районов с нулевым смещением (например на 2°40' с.ш., в районе, расположенном между разломами Зеленого Мыса и Марафон, севернее разлома Кейн).

Вторым вариантом развития впадин могли бы быть “укороченные” эволюционные ряды (например тип 1–3). В этом случае необходимо признать разнообразие условий развития спрединговых центров, которые, по неясным пока причинам, могут формировать совершенно различные зоны стыка между трансформными разломами и рифтовыми долинами. Вопрос еще более усложняется, если мы включим в рассмотрение области стыка без нодальных впадин, а также активные части разломов с глубокими впадинами, расположенными на значительном удалении от рифтовых долин.

Формирование нодальных впадин может быть также связано с быстро изменяющимся тектоническим режимом в областях стыка рифтовых долин и разломов. В этом случае можно ставить вопрос о независимости растяжения в рифтах и сдвиговых перемещений в активных частях разломов, которые последовательно сменяют друг друга во времени. При таком режиме могло бы происходить удлинение нодальных впадин в сторону активизированной тектонической структуры. Наконец, нодальные впадины могли формироваться в течение длительного времени под влиянием многочисленных факторов (включая термическую контракцию, возможные сдвиговые перемещения вдоль рифтовых зон), которые могли изменяться в зависимости от геологических условий конкретных участков океанического дна. В этом случае мы предполагаем, что каждый тип нодальных впадин отражает особый, только ему присущий, региональный геодинамический режим.

Помимо классических случаев сочленения рифтовой долины с трансформными разломами при котором имеется их определенная структурная связь, существуют ситуации, которые представляются аномальными.

Наиболее четким примером является области на востоке и западе разлома Романш. Рифтовая долина в области западного сочленения разлома Романш, между $24^{\circ}30' - 24^{\circ}40'$ з.д., частично перегораживается западным замыканием структур палео-Романш. Рифтовая долина в районе $0 - 0^{\circ}30'$ ю.ш. и $16^{\circ}13' - 17^{\circ}10'$ з.д. (Bonatti et al. 1996) не имеет четкого соединения с активной частью разлома Романш. Приведенные данные показывают, что активная часть разлома Романш “отключена” от срединной системы.

Тектоническая ситуация в районах стыка разрывов (“discontinuity”) и рифтовых долин изучена не достаточно. Для понимания требуется комплексный анализ данных как в пределах осевой зоны САХ, так и за ее пределами. Рассмотрим несколько примеров из разных частей Атлантического океана.

Одним из признаков существования разрывов (“discontinuity”) является изменения простираний рифтовых долин (Collette et al., 1979). Между 25° с.ш. и $15^{\circ}00'$ ю.ш. такие явления известны во многих сегментах осевой части хребта. Они, как правило, совпадают с областями изменения морфологии рифтовых гор. Такие явления установлены между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш., на $8^{\circ}30'$ с.ш., а также в районе $2^{\circ}40'$ с.ш. (разлом Св.Петра).

В районе $2^{\circ}40'$ с.ш. долина изгибается к востоку, смещаясь более чем на 30 км. Именно к этому месту подходит южный трог разлома Св.Петра. Выше было показано, что рифтовая долина имеет признаки как трансформного разлома, так и собственно рифта. Подобная ситуация была описана автором также в отчете 18-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” юго-восточнее острова Буве (Южная Атлантика) в разломе Мошеш (Мазарович и др., 1995). Он представляет собой широкую депрессию дна с относительным перепадом глубин до 1400 м (рис.4.26). Осадки имеют мощности до 400 м. На альтиметрической карте разлом проявлен гравитационными минимумами и протягивается на незначительное (относительно протяженности разломов Буве, Ильяс Оркадос и Шака) расстояние за пределы осевой части Африкано-Антарктического хребта. Депрессия представляет собой две субширотные полосы пониженного рельефа, которые протягиваются на расстоянии до 30 км. Каждая из полос распадается на ряд впадин, которые разделены хребтом высотой от 400 до 600 м. Он мог возникнуть в результате трещинных излияний и представляет собой, крупный вулканический хребет с тремя вулканическими аппаратами центрального типа. Хребет перекрыт осадочным чехлом с мощностью менее 100 м. В районе $4^{\circ}40' - 4^{\circ}50'$ в.д. установлены разломы северо-западного простирания, которые пересекают все описанные морфоструктуры. По направлению к о.Буве впадины переходят в протяженные депрессии, которые пересекают склон трога Мошеш и продолжают в сторону рифтовой зоны. Здесь можно предполагать существование подводных вулканических

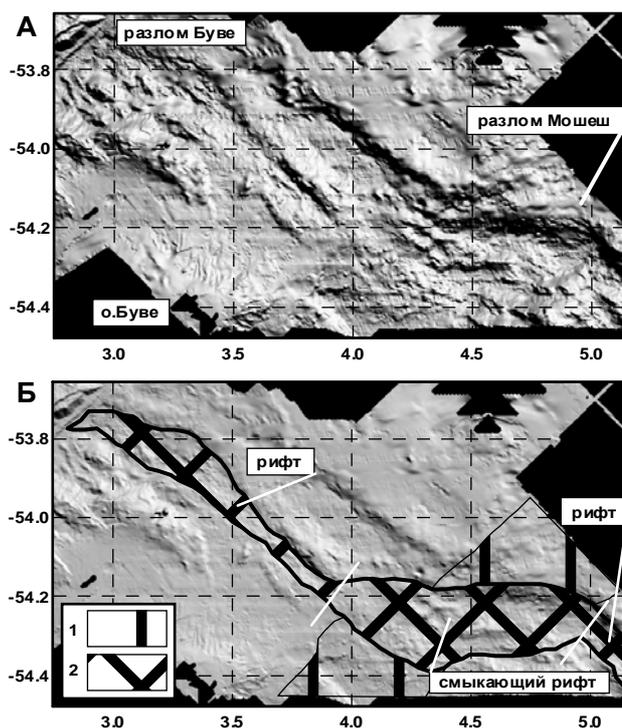


Рис. 4.26. Рельеф района к северо-востоку от о.Буве. А – положение основных объектов; Б – соотношение разлома Мошеш (1) и рифтовой зоны (2). Данные многолучевого эхолота ECHOS-625 (18-ый рейс НИС “Академик Николай Страхов”). Грид рассчитан М.Лиджи

аппаратов изометричной формы. В гравитационном поле (редукция Фая) морфоструктурному комплексу нарушения Мошеш соответствуют аномалии до -30 мгал. Модельные построения (устное сообщение Булычев А.В., Гилод Д.А.) позволяют предполагать подъем мантийного вещества с плотностями $3,2$ г/куб. см более чем на один километр. Такая же картина характерна для разлома Буве и рифтовой зоны. В магнитном поле район выделяется интенсивными (до 500 гамм) положительными линейными аномалиями, которые прослеживаются как в рифте, так и в юго-западной части разлома Мошеш. В целом, по своему строению разлом Мошеш близок к классу сложных нодальных впадин (см.рис.4.25 н о), вместе с тем, плавная сопряженность простираний его морфоструктур с сегментами рифтовой зоны позволяет относить его к рифтовой зоне.

Таким образом, разлом Мошеш имеет признаки рифта, разломной зоны и нодальной впадины. В силу этих обстоятельств он может рассматриваться как структура особого рода – смыкающийся рифт. Под этим термином подразумевается рифтоподобная структура соединяющая два смещенных (на первые десятки км) сегмента рифтовой системы. С геодинамической точки зрения смыкающийся рифт может быть назван трансформирующим. Аналогами подобного рода структур, с определенными оговорками могут быть названы сложные нодаль-

ные впадины (Мазарович, Турко, 1994) в разломе Курчатова (см. рис. 4.25 к), система нодальных впадин Меркурий–Марафон (см. рис. 4.25 л), и некоторые разломы в Южной Атлантике. Вернемся к проблемам приэкваториальной Атлантики.

Северный трог разлома Св.Петра, как было показано ранее, не пересекает рифтовую зону. Аналогичная ситуация встречается также к северу от разлома Зеленого Мыса, где западнее рифтовой зоны располагается трог Ройял (рис.4.27). По данным МЭ (съемка на НИС “Академик Борис Петров”) и спутниковой альтиметрии он замыкается не доходя до рифтовых гор.

Помимо указанных районов, искривления рифтовой долины устанавливаются по данным спутниковой альтиметрии между 19–18° с.ш., 9–11° с.ш. и 15–17° ю.ш. В подавляющем большинстве случаев они совпадают с областями, к которым подходят трог, прослеживаемые на различные расстояния (260 км – 9°30' с.ш., 975 км – 19° с.ш., 2000 км – 11° с.ш.). Отмечаются две ситуации. При первой трог пересекает хребет не изменяя своего простирания (или почти не изменяя). При второй – простирание изменяется или согласно (20° с.ш.) или не согласно (21° с.ш.). На 9°50' с.ш., трог разлома Шарко смещается в районе рифтовой долины на расстояние порядка 10 км. Наконец весьма сложный в плане вид рифтовая долина приобретает южнее разлома Вознесения (рис.4.28), где с рифтом сочленяются два поперечных разрыва.

Данные МЭ и спутниковой альтиметрии показывают, что существует два принципиально разных взаимоотношения рифтовых зон и поперечных нарушений. Первый проявлен в виде хорошо известных и описанных выше закономерностей строения стыков рифт – трансформный разлом. Во втором случае трог не доходит до рифтовой зоны, они могут в плане изгибаться и подходить к осевой части САХ под разными углами. Подобная картина могла возникать при “отмирании” разломов. Просматривается два варианта объяснения. Первый предполагает существование древнего структурного плана, который оказывает активное воздействие на развитие рифта. Второй может быть связан со слиянием двух или более сегментов, разделенных трансформными разломами с небольшими смещениями (рис.4.29). При этом незначительные по протяженности активные части трансформных разломов при продвижении рифта преобразуются в рифтовую зону. Тем самым намечается эволюционный ряд (см.рис.4.29): трансформный разлом с малым смещением переходит в систему сопряженных впадин типа Меркурий или Курчатова, а затем происходит развитие смыкающего рифта типа Мошеш или Св.Петр. Принципиально сходное преположение о возможности перехода трансформных зон в рифтовые и обратно, на примере Аденского рифта, высказывалось ранее (Казьмин, 1978). После таких структурных перестроек начинает нарастаться новая океаническая кора, при формировании которой

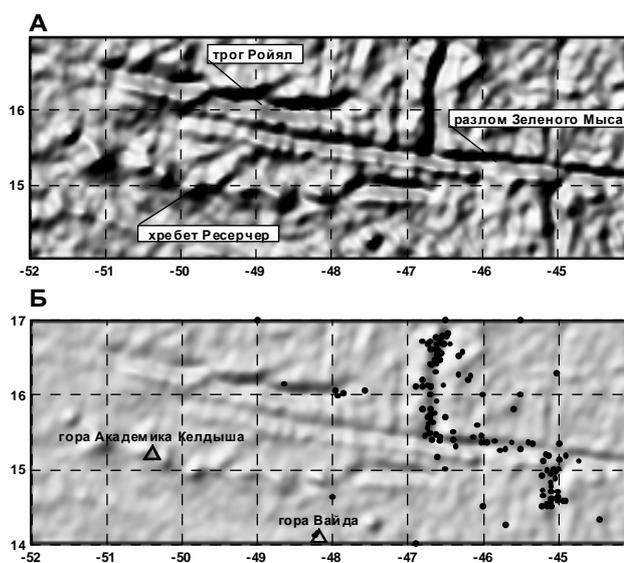


Рис.4.27. Соотношение трог Ройял и рифтовой зоны. А – гравиметрическое поле по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997); Б – положение эпицентров землетрясений и подводных гор с названиями

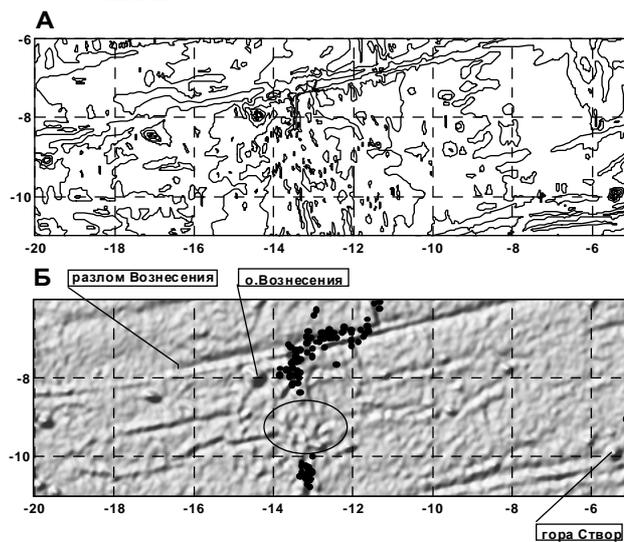


Рис. 4.28. Строение САХ к югу от разлома Вознесения. А – рельеф (Digital..., 1997); Б – гравитационное поле по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Эллипсом ограничен район, перспективный для обнаружения активных гидротермальных полей

отмершие пассивные части отодвигаются от оси спрединга. Искривления трогов указывают направление продвижения рифта. Основные описанные в главе соотношения рифт/разлом показаны на схеме (рис.4.30).

4.6. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте

Высокотемпературные гидротермальные источники были открыты в конце семидесятых годов. В настоя-

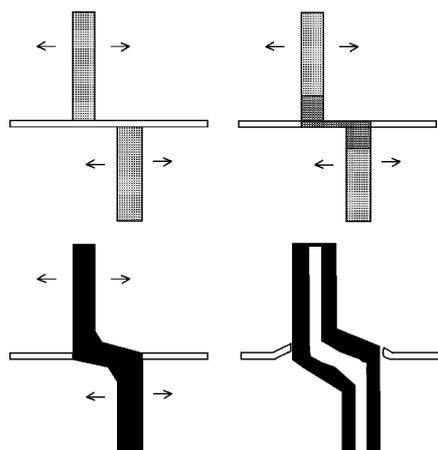


Рис. 4.29. Модель формирования разрыва

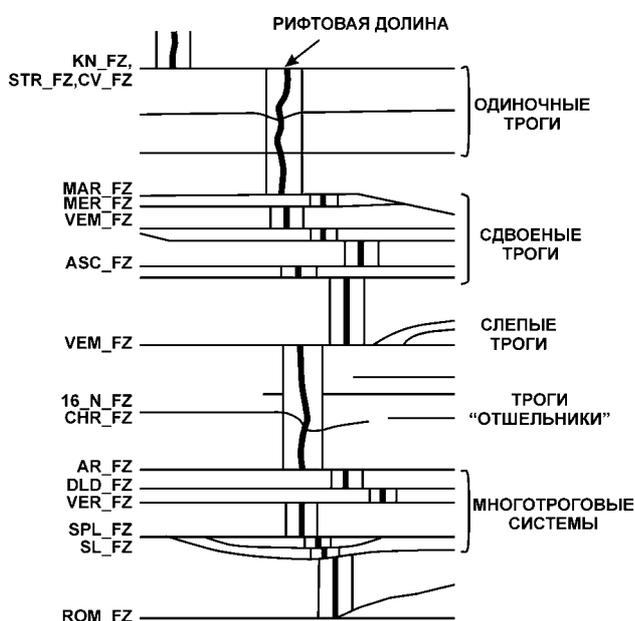


Рис. 4.30. Соотношение рифт–разломы. Индексы разломов: MAR_FZ – Марафон, MER_FZ – Меркурий, VEM_FZ – Вима, KN_FZ – Кейн, STR_FZ – Страхова, CV_FZ – Зеленого Мыса, ASC_FZ – Вознесения, 16N_FZ – 16-го градуса с.ш., CHR_FZ – Шарко, AR_FZ – Архангельского, DLD_FZ – Долдрамс, VER_FZ – Вернадского, SPL_FZ – Сан-Паулу, SL_FZ – Сьерра-Леоне

щий момент в Мировом океане изучено с разной степенью детальности свыше 100 гидротермальных активных и реликтовых полей (Rona, Scott, 1993).

Региональные исследования (Рона, 1986, Rona, Scott, 1993 и др.) показали, что большинство гидротермальных рудопроявлений расположено в пределах неовулканических зон рифтов в Срединно–Атлантическом хребте (ТАГ, Снейк Пит и Брокен Спур) и тяготеют к вулканическим сводам в их пределах. Отмечено, что активные гидротермальные источники чаще всего приурочены к зонам тектонических нарушений. Известна ситуация, когда активное гидротермальное поле (“Ло-

гачев”) располагается на поверхности краевого уступа рифтовой долины, сложенного серпентинизированными ультраосновными породами (Богданов и др., 1995). Такое положение плохо вписывается в существующую схему циркуляционных гидротермальных систем срединных хребтов.

Для понимания тектонической позиции, гидротермальные поля были нанесены (Мазарович, Соколов, 1998) на карту гравитационных аномалий, составленную по спутниковым данным (Sandwell, Smith, 1997), и их положение было сопоставлено с положением эпицентров землетрясений (1937–1997 гг.). Информация о землетрясениях была получена по Интернету из каталога National Earthquake Information Center (USA). Результат этих сопоставлений показал следующее.

Недавно открытое в районе 14°45′ с.ш. поле “Логачев” (Богданов и др., 1995) располагается в сегменте Срединно–Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Марафон. Анализ альтиметрических данных (см.рис. 4.15, 4.27 и рис. 4.31) совмещенных с положением эпицентров землетрясений показал, что именно здесь располагается район отсутствия сейсми-

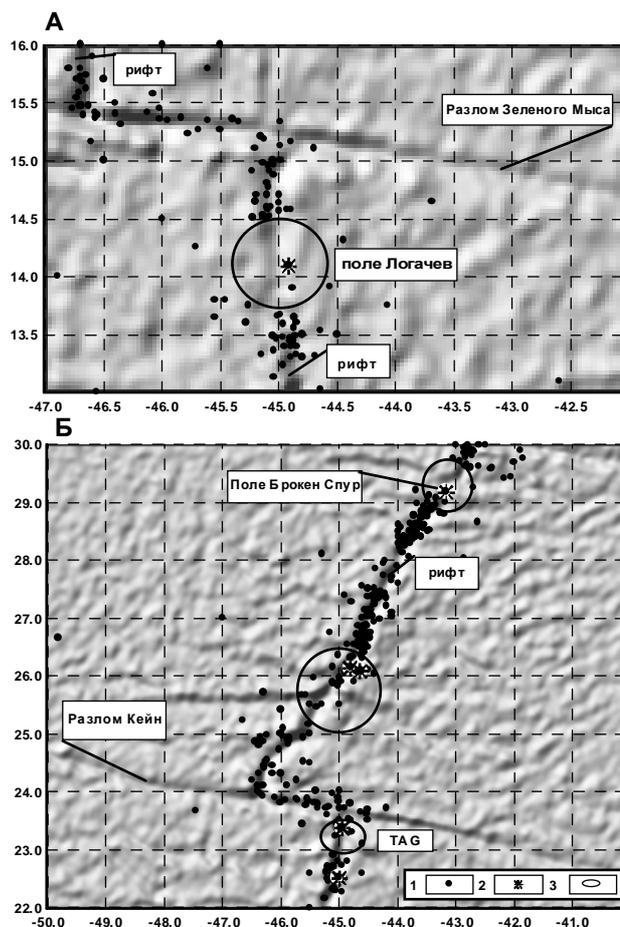


Рис. 4.31. Положение гидротермальных полей и эпицентров землетрясений в районах разломов Зеленого Мыса (А) и Кейн (Б). 1 – эпицентры землетрясений; 2 – гидротермальные поля; 3 – асейсмичные области

ческой активности. Сюда же трассируется зона протяженных гравитационных аномалий (в рельефе – желоб), которые прослеживаются на многие сотни км к востоку и западу от оси хребта. С этим же линеаментом связаны три (из пяти) известных глубокофокусных землетрясений в осевой части Атлантического океана с глубинами эпицентров соответственно в 60, 60 и 51 км и с магнитудами 6, 7.3 и 4.7.

Гидротермальные поля ТАГ, Снейк Пит и Брокен Спур (рис.4.31 б) также располагаются или в асейсмичных зонах, или вблизи от них. К районам их расположения примыкают протяженные депрессии дна (разломы). Глубокофокусные землетрясения в районе разлома Кейн не установлены. В пределах поля ТАГ гидротермальные постройки образовались либо на поверхности интенсивно раздробленного фундамента, либо в пределах осыпи, сложенной обломками вулканитов (Лисицин и др., 1990). Известные гидротермальные плюмы (Лукашин и др., 1997) также попадают в асейсмичную зону.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что гидротермальные поля тяготеют к относительно стабильным частям рифтовых зон, которые по всей видимости наиболее благоприятны для устойчивой циркуляции гидротерм в условиях спрединга с низкими скоростями. Такие области располагаются в областях разрывов (“discontinuity”).

Общая схема образования гидротермальных растворов хорошо известна и сводится к следующему. В пределах рифтов океанская вода проникает в кору по системе открытых трещин (гьяров) и в результате ее взаимодействия с породами океанской коры и магматическими очагами нагревается до близкритических температур (более 400°C). После этого обогащенные разными элементами рудообразующие гидротермальные растворы поднимаются к поверхности, где в районах

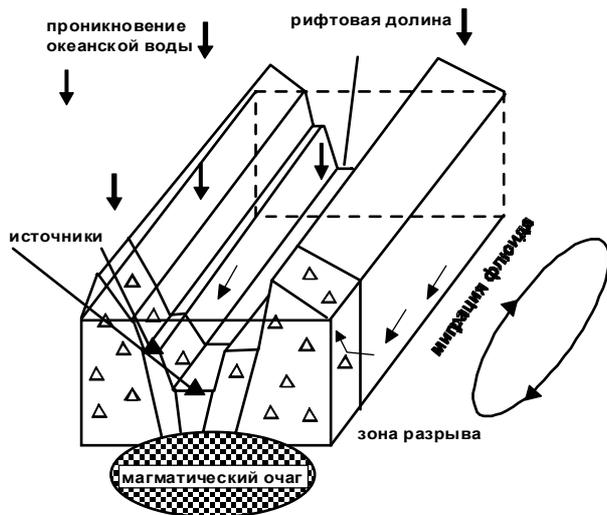


Рис. 4.32. Идеализированная схема миграции рудоносных флюидов параллельно простиранию рифтовой долины с разгрузкой в зонах разрывов. Объяснения в тексте

их разгрузки установлены “черные курильщики” и другие полиметаллические рудопроявления (Лисицин и др., 1990; Рона, 1986; Karson, Rona, 1990 и др.). Установленное нами тектоническое положение гидротермальных полей может внести в существующие модели ряд изменений.

Открытые трещины в пределах рифтовой зоны ориентированы субпараллельно ее простиранию. Логично предположить, что миграция растворов будет осуществляться не поперек рифта, как это принято, а в направлениях с наилучшими условиями проницаемости (рис.4.32), т.е. вдоль простирания рифта (аналогично трещинным коллекторам в нефтяных резервуарах). Возможно, что это движение происходит в сторону наиболее приподнятых частей рифтовой долины. Очаги гидротермальной разгрузки в этом случае должны располагаться в наиболее стабильных частях, где существуют благоприятные условия для долговременной (до десятков тысяч лет) устойчивой циркуляции гидротермальных растворов. Такие восходящие “струи” и располагаются в выявленных нами областях с нулевой или пониженной сейсмичностью. Разрывы (“discontinuity”), видимо представляют собой районы с повышенным количеством брекчий, или, иными словами, повышенной открытой пористостью и проницаемостью. Таким образом, основная циркуляция океанической воды и превращение ее в рудообразующие растворы происходит вдоль простирания рифтовых зон с последующей разгрузкой в относительно стабильных областях.

Анализ расположения эпицентров землетрясений в Срединно-Атлантическом хребте между 30° с.ш. и 15° ю.ш. показывает, что в указанных пределах имеется ряд районов (южнее разлома Вознесения и ряд других) с пониженной сейсмичностью или ее отсутствием (см. рис.4.28), которые совпадают с областями разрывов. Можно предполагать, что это наиболее перспективные районы для открытия гидротермальных полей.

4.7. Синтез

1. Срединно-океанический хребет Центральной Атлантики, на основании обработки нескольких сотен драгировок с каменным материалом, карт многолучевого эхолотирования и спутниковой альтиметрии, представляется гетерогенным образованием, включающим разнообразные морфоструктуры, сложенные в различной мере измененными и метаморфизованными гипербазитами, габбро, базальтами, которые могут находиться на различных глубинных уровнях в разных соотношениях. В ходе эволюции САХ намечается быстрая смена геодинамических условий, что проявляется в многообразии типов угловых поднятий, медианных и поперечных хребтов и нодальных впадин.

2. Рифтовая зона приэкваториальной Атлантики имеет прямолинейные и искривленные в плане долины, симметричного или асимметричного профиля.

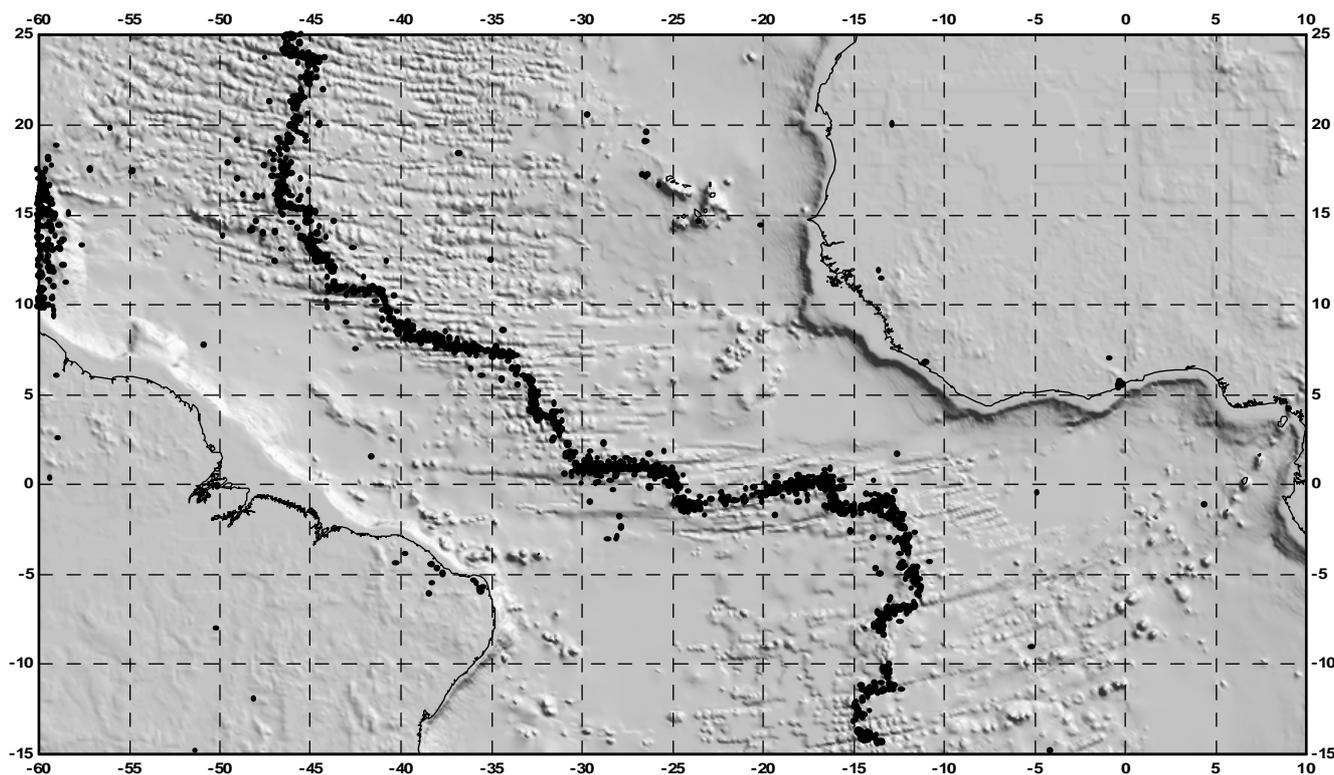


Рис. 4.33. Эпицентры землетрясений Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и 15° ю.ш.

Эшелонированность встречается редко. На тектонизированном дне долины могут располагаться впадины, вулканические аппараты центрального или трещинного типа, современные и палеогидротермальные системы. Продольные поднятия (невулканические зоны) рифтовых долин представлены экструзиями и потоками базальтов, образующими вулканические структуры разной конфигурации. Удлиненные объекты могут располагаться параллельно или под некоторыми углами по отношению к бортам рифтовых долин. Последние представляют собой системы наклоненных блоков, которые в той или иной мере разбиты разрывными нарушениями. В ряде сегментов рифтовых зон установлены выходы гипербазитов, габбро и метаморфизованных пород. Рифтовая долина в каждом сегменте переграживается поперечными порогами. Можно предполагать, что в осевой зоне САХ сохранились остатки палеорифтовых долин, которые представляют собой протяженные депрессии, которые либо отходят от «основного ствола рифта» либо не имеют с ним видимых контактов. Строение гребневой части САХ осложняется в ряде мест вулканическими сооружениями центрального типа, которые могут представлять собой или полностью сформированные океанические острова (Вознесения, Буве) или подводные вулканические горы. Стро-

ение рифтовой зоны нарушается разломами ориентированными под некоторыми углами к простиранию рифта. Вдоль осевой части САХ заметно изменяется сейсмичность, которая не проявляется в виде непрерывного пояса, а развита дискретно (рис.4.33). В ряде мест за 50 лет наблюдений не было зафиксировано ни одного землетрясения с магнитудой 4 или более. Такие районы пространственно совпадают с зонами разрывов (“discontinuity”).

3. Данные МЭ и спутниковой альтиметрии показывают, что существует два принципиально разных взаимоотношения рифтовых зон и поперечных нарушений. Первый проявлен в виде хорошо известных и описанных выше закономерностей строения стыков рифт – трансформный разлом. В одних случаях они могут быть связаны через нодальные впадины. В других нодальные впадины могут отсутствовать. В разломе Романш активная часть разлома не имеет отчетливой связи с рифтовыми зонами. В ряде мест (например, разломы Вима, Меркурий) можно предполагать проградацию (продвижение) рифта. Во втором случае трог не доходят до рифтовой зоны, они могут в плане изгибаться и подходить к осевой части САХ под разными углами. Подобная картина могла возникать при “отмирании” разломов.