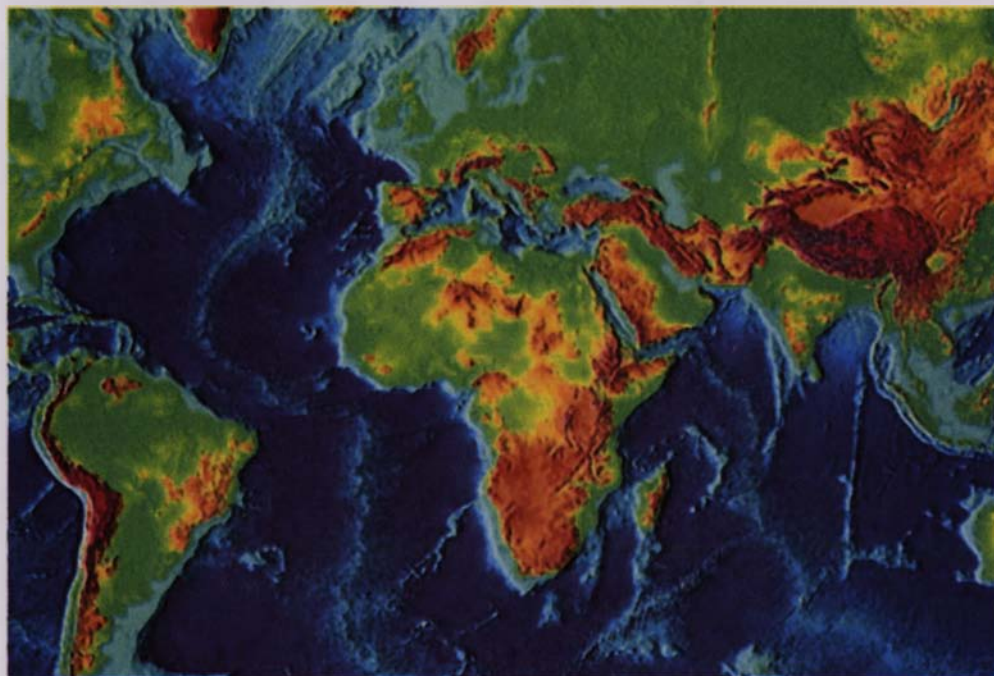




ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

Ю.Н. РАЗНИЦИН



**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
РАССЛОЕННОСТЬ  
ЛИТОСФЕРЫ  
МОЛОДЫХ ОКЕАНОВ  
И ПАЛЕОБАССЕЙНОВ**

НАУКА

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

---

Founded in 1932

Vol. 560

Yu.N. RAZNITSIN

**TECTONIC  
DELAMINATION  
OF THE LITHOSPHERE  
OF THE YOUNG OCEANS  
AND PALEOBASINS**

Responsible Editor

Academician *Yu.M. Pushcharovsky*



MOSCOW NAUKA 2004

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

---

Основаны в 1932 году

Вып. 560

Ю.Н. РАЗНИЦИН

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
РАССЛОЕННОСТЬ  
ЛИТОСФЕРЫ  
МОЛОДЫХ ОКЕАНОВ  
И ПАЛЕОБАССЕЙНОВ**

Ответственный редактор  
академик *Ю.М. Пуцаровский*



МОСКВА НАУКА 2004

УДК 551.24  
ББК 26.38  
Т78

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов* (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,  
*Ю.О. Гаврилов*, *Ю.В. Карякин*, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *А.Я. Шараськин*,  
доктор геолого-минералогических наук *Г.Л. Кашищев*

**Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964 –. – ISSN 0002-3272**

**Вып. 560: Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов / Ю.Н. Разницын; Отв. ред. Ю.М. Пушчаровский. – 2004. – 270 с. ISBN 5-02-033274-7**

В работе рассмотрен и обобщен большой объем оригинальных фактических и литературных данных по тектонической структуре срединно-океанических хребтов, глубоководных котловин, океанических поднятий и зон перехода океан–континент молодых Атлантического и Индийского океанов для выявления закономерностей пространственного распределения, условий и механизмов тектонического расслаивания океанской литосферы. Проведен анализ тектонической расслоенности палеоокеанической литосферы на ранней, океанической, стадии развития на примерах офиолитовых аллохтонов Евразии и Северной Америки. Показано, что тектоническая расслоенность океанской литосферы коренным образом меняет представления об ее жесткости и тектонической инертности. Выполненное исследование открывает широкие возможности для дальнейшей разработки фундаментальных основ тектоники и геодинамики океанов, а следовательно, и глобальных проблем, поскольку океаны занимают на Земле огромные пространства.

Для тектонистов и геологов широкого профиля.

По сети АК

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov* (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,  
*Yu.O. Gavrilov*, *Yu.V. Kariakin*, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:

*A.Ya. Sharaskyn*, *G.L. Kashintsev*

**Transaction of the Geological Institute / Geological inst. – Moscow: Publisher Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964 –. – ISSN 0002-3272**

**Vol. 560: Tectonic delamination of the lithosphere of the young oceans and paleobasins / Yu.N. Raznitsin; Ed. by Yu.M. Pushcharovsky. – 2004. – 270 p. ISBN 5-02-033274-7**

Huge extent of original and published data on tectonic structure of the middle-oceanic ridges, deep basins, oceanic raises and transitional ocean-continent zones of young Atlantic and Indian oceans was examined in the book to reveal regularities of the spatial description, conditions and mechanisms of oceanic lithosphere tectonic delamination. Shown that tectonic delamination of the oceanic lithosphere changes introduce about her rigid and tectonic inertia. Tectonic delamination of the ancient oceanic lithosphere was examined on examples of ophiolite allochthonous of Euroasia and North America. Model of formation of the hydrothermal systems coupled with maule ultramafics was proposed. This research open broad possibilities for further development of fundamental basis of oceanic tectonics and geodynamics because the oceans occupy enormous spaces on the Earth.

For tectonists and geologists of wide profile.

ISBN 5-02-033274-7

© Разницын Ю.Н., 2004

© Российская академия наук и издательство “Наука”,  
продолжающееся издание “Тр. Геол. ин-та” (разработка,  
художественное оформление), 1932 (год основания), 2004

© Редакционно-издательское оформление. Издательство  
“Наука”, 2004

## ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Предлагаемая вниманию читателей книга представляет собой первый монографический труд, посвященный тектонической расслоенности литосферы океанов. Данная проблема исключительно важна для разработки общих представлений о тектоногенезе Земли, поскольку океанское ложе занимает более половины ее площади. Доктрина о тектонической расслоенности литосферы, как крупнейшем тектоническом феномене, определяется следующим образом. Это – мобилистское учение о внутрилитосферных горизонтальных (субгоризонтальных) перемещениях глубинных или близповерхностных масс горных пород (литопластин, тектонических покровов) и их тектоническом сучивании. Перемещения происходят на значительные и очень большие (сотни километров) расстояния, с возможным образованием при этом внутривывиховых чешуйчатых структур.

Понятие, как таковое, введено в литературу в 1980 г. Предпосылкой явились такие важные открытия в геологии, как широкое распространение в структуре земной коры сдвиговых деформаций больших амплитуд; развитие в подвижных поясах офиолитовых аллохтонов, разрезы которых идентичны строению коры океанических бассейнов; открытие тектонических меланжей – хаотических комплексов, генетически связанных с надвиговыми движениями; установление олистостромов (осадочно-обвальных образований) как индикаторов нестабильности тектонических обстановок и активности происходящих в них структурообразующих процессов.

Большое значение имели также успехи биостратиграфии, позволившие выявить многочисленные нарушения возрастной последовательности в залегании слоев в геологических разрезах.

Тектоническая расслоенность оказалась присущей почти всем горным сооружениям неогена, таким как Кавказ, Урал, Тянь-Шань, Памир, Алтае-Саянская область, Корякское нагорье, хребты дальневосточной окраины России, а также Альпам, Карпатам, Аппалачам, Гималаям и др. Все они имеют покровно-складчатое строение.

Первые публикации о явлениях тектонической расслоенности в океанской литосфере появились в середине 80-х годов прошлого столетия и среди них видное место занимают работы Ю.Н. Разницына. Первоначально речь шла о тектонической расслоенности в самом нижнем слое океанской коры. Автору книги принадлежит открытие этого явления во всем объеме твердой коры. Опорным материалом послужили результаты морских экспедиций Геологического института АН СССР (ныне РАН) в Атлантическом океане, во время которых были выявлены пологие рефлекторы в сейсмических разрезах, факты нарушенной последовательности в залегании слоев океанской коры, выходы мантийных пород на поверхности дна, разнообразные признаки надвиговых деформаций, в частности, тектонизированные породы. С того времени Ю.Н. Разницын не переставал работать в этом направлении и собрал и обработал обширнейший материал, обосновывающий развиваемую им новаторскую идею. Обобщение и ана-

лиз этого материала составляют главное содержание данной книги. Можно с полной определенностью сказать, что представления о жесткости и тектонической инертности океанского ложа не отражают действительного положения вещей. Необходимо отметить, что работы автора были пионерными в отношении надвиговых деформаций в строении океанского дна. Сейчас надвиги фиксируются уже целым рядом зарубежных ученых.

Главные разделы книги относятся к Атлантическому и Индийскому океанам. В отношении каждого из них приводится обильный фактический материал, на котором строятся вполне корректные выводы автора. Дискуссии, конечно, возможны, но не в главном, а в частности. Такие дискуссии – залог прогресса в научном творчестве.

Исключительно ценен раздел, посвященный тектонической расслоенности палеоокеанической литосферы. В нем рассматриваются тектоническое расслаивание и образование надвиговых ансамблей на океанической стадии развития на примерах целого ряда офиолитовых комплексов Евразии и Северной Америки.

Заключая, хотел бы отметить незаурядность публикуемого труда как по выбору объекта исследования, так и по уровню творческой разработки проблемы. Благодаря этой книге океанская тектоника и тектоника в целом обогащаются новым фундаментальным знанием.

***Ю.М. Пуцаровский***

## ВВЕДЕНИЕ

В конце 70-х годов в Геологическом институте РАН получили развитие представления о тектонической расслоенности литосферы, ставшие вскоре крупной и широкопризнанной тектонической концепцией [Тектоническая расслоенность..., 1980, 1990]. Под тектонической расслоенностью при этом понимается результат дифференцированного по скорости субгоризонтального движения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, которое сопровождается срывом литопластин либо дифференцированным течением этих масс с образованием тектонических ансамблей скупивания в одних местах и деструктивными процессами в других [Пушаровский, Марков, Перфильев, 1988]. Эта концепция детально разработана на огромном количестве фактического материала в пределах разновозрастных складчатых зон континентов, континентальных окраин и даже платформенных областей.

В то же время более 70% поверхности Земли, занятой океанами, в рамках данной концепции, за редким исключением, не рассматривается, хотя само понятие “тектоническая расслоенность океанической литосферы” было сформулировано Ю.М. Пушаровским в 1980 г. в работе “Проблемы тектоники океанов” в сборнике, посвященном 50-летию Геологического института. В том же году он вновь обратился к этой идее в статье “Системы разломов в Тихом океане” [Пушаровский и др., 1980]. По его мнению, все многообразие разломов и геодинамическую автономность крупных структур океанского дна трудно объяснить только особенностями перемещения литосферных плит; правильнее связывать это явление со сложным латеральным дифференцированным перемещением коровых и литосферных масс.

Эти представления во многом обязаны своим появлением и развитием известной статье А.В. Пейве об океанической коре геологического прошлого [Пейве, 1969]. Офиолитовые аллохтоны – элементы этой коры и верхней мантии – являются яркими показателями тектонической расслоенности палеоокеанической литосферы. Как правило, они состоят из пакета тектонических пластин, соответствующих фрагментам дунит-гарцбургитового, габброидного, дайкового и эффузивно-радиоляритового комплексов (соответственно, верхняя мантия, третий, второй и первый слои океанической коры). При этом обычно считается, что расслоение офиолитового разреза происходит на стадии тектонического становления офиолитовых комплексов при коллизинном или обдукционном процессах. На стадии же собственно океанической внутрикоровые деформации, согласно канонам тектоники литосферных плит, могут проявляться только локально, поскольку последние должны быть жесткими и внутри недеформированными. Этот постулат, а равно чрезмерно упрощенная рисовка линейных магнитных аномалий по всему Мировому океану, практически не оставляют места для внутриплитных деформаций.

Специально на этой проблеме А.В. Пейве останавливался еще в 1975 г., рассматривая Срединно-Атлантический хребет как структуру сжатия: “...процессы сжатия и скупивания океанической коры современных океанов в моделях новой

глобальной тектоники исключаются, хотя в действительности океаническая кора, как и кора континентальная, формируется в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения и что, таким образом, разнотипные деформации, в том числе и складчатые, должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют довольно длительное время” [Пейве, 1975, с. 9]. В постановке проблемы внутриокеанических деформаций эта работа значительно опередила свое время.

В 1979 г. существование тектонических покровов и разноуровневых поверхностей субгоризонтальных срывов в океанической коре Атлантики обосновывалось Н.А. Богдановым [1979]. Он полагал, что эти срывы возникали вблизи спрединговых центров и в дальнейшем перемещались вместе с более древней корой к окраинам континентов. Серпентинизация ультрамафитов в океане, по его мнению, в значительной степени обусловлена тектоническим скучиванием. Сопоставляя офиолиты с разрезами современной океанической коры, этот исследователь пришел к выводу о том, что основные горизонтальные срывы в офиолитах имели место еще в океанических условиях. На основании анализа характера тектонических срывов в разрезе офиолитовых комплексов им были сделаны выводы о том, что наиболее крупное и, вероятно, самое молодое по возрасту тектоническое нарушение типа срыва находится в его основании, в дунит-гарцбургитовой части, а крупные горизонтальные тектонические срывы, прослеживающиеся в подошве полосчатой серии и на границе между параллельными дайками и габбро, в значительной мере были “залечены” магматическими процессами еще в период формирования офиолитов, до перемещения их в область развития коры континентального типа.

Непосредственное отношение к тектонической расслоенности океанической литосферы имеет также разработанная Л.И. Лобковским концепция двухъярусной тектоники плит, в которой определяющими являются деформации сжатия на коровом и верхнемантийном уровнях. При этом происходит выжимание серпентинитовых масс с нижнекоровых или верхнемантийных глубин к поверхности дна по надвигам.

Имеющихся на сегодня данных геолого-геофизических исследований достаточно для того, чтобы констатировать нечто такое, чего не может быть с точки зрения тектоники литосферных плит, а именно: существование в океане надвигов. В свете этих данных следует вывод о проявлении тектонического сжатия в океанской литосфере, приводящего к ее тектонической расслоенности с образованием крупных структур тектонического скучивания. В развитии этих новых идей отчетливо просматривается два основных направления.

1. Вплоть до настоящего времени строение твердой океанической коры и верхов мантии большинство исследователей рассматривают в рамках чрезвычайно упрощенной двухслойной горизонтально-слоистой геофизической модели. Эта модель как нельзя лучше соответствует канонам тектоники литосферных плит. Этому во многом способствовало то, что на ранних этапах изучения литосферы океана одним из основных методов исследования было глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Нисколько не умаляя достоинств этого метода, необходимо отметить, что, хотя он и дает количественные скоростные характеристики коры на всю ее мощность, тем не менее не позволяет получать информацию о ее внутренней структуре. При этом следует учитывать, что для сейсмических данных такого рода характерна тенденция к осреднению неоднородностей, поскольку интерпретация производится, как правило, по точкам зондирования, удаленным друг от друга на значительные расстояния.



По мере применения более тонких методов сейсмического профилирования отраженными волнами, прежде всего многоканального, и его модификации – широкоугольного, появились большие возможности для выявления инфраструктуры верхней части литосферы и прослеживания ее неоднородностей на большие расстояния по латерали. При этом устанавливалось все более сложное ее строение. В частности, фиксация многочисленных наклонных рефлекторов внутри корового разреза и мощных расслоенных пакетов отражающих горизонтов в основании коры совершенно изменила привычный сейсмический имидж верхней части океанской литосферы. При этом часть наклонных горизонтов стала интерпретироваться в качестве разрывных нарушений, имеющих взбросовую и надвиговую природу. Количество подобных примеров неуклонно растет, о чем свидетельствует практически каждая новая работа по многоканальному сейсмическому профилированию в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах.

Принципиально важной работой, давшей толчок для разработки идей тектонического сгущивания и расслоенности современной океанической коры, стала статья Ю.М. Пушаровского с соавторами о глубинном строении южной части Срединно-Атлантического хребта, где внутри третьего геофизического слоя была установлена система протяженных надвигов [Пушаровский и др., 1985]. Приоритет российских исследователей в постановке самой проблемы тектонической расслоенности океанической литосферы и в последующей ее разработке на основе многоканального глубинного сейсмического профилирования следует также из многочисленных публикаций Л.И. Когана, А.И. Пилипенко и автора настоящей работы [Коган, 1988 и др.; Пилипенко, 1992 и др.; Разницын, 1989 и др.]. В этом контексте необходимо особо отметить вышедшую в 2001 г. монографию “Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование дна акваторий”, авторами которой являются исследователи НПО “Южморгеология” и Южного отделения ИО РАН Ю.А. Бяков, И.Ф. Глумов, Л.И. Коган, Я.П. Маловицкий и Р.Р. Мурзин.

2. Исследованиями последних лет однозначно установлено, что существующая картина распределения различных типов пород в разрезах океанической литосферы значительно сложнее той, что предусматривается горизонтально-слоистой моделью и представлениями о так называемой “нормальной” коре, когда ультрамафиты вверх по разрезу последовательно сменяются образованиями полосчатого комплекса, габброидами, долеритами дайкового комплекса и базальтами. Широкое распространение ультрамафитов и серпентинитов в самых различных районах Мирового океана в настоящее время является убедительно доказанным фактом. Глубинные породы обнажаются на поверхности дна во всем доступном изучению интервале глубин. При этом гипсометрический уровень их залегания не зависит от приуроченности к какому-либо типу морфоструктур. Нередко ультрабазиты и габбро слагают самые верхние части корового разреза, что, наряду с другими признаками, позволяет говорить об их аллохтонной природе. Накапливается все больше данных о широком распространении глубинных пород непосредственно в рифтовых зонах.

За прошедшие 25 лет идея о тектонической расслоенности океанской литосферы получила свое полное подтверждение на многочисленных примерах в Мировом океане, при этом основополагающую роль сыграли исследования Геологического института РАН в Тихом и Атлантическом океанах в рамках национальных проектов “Литос” и “Глубинные геосферы” (руководитель проектов – академик Ю.М. Пушаровский).

Начиная с 1986 г., в Геологическом институте РАН, в лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон земной коры, автором данной работы проводится систематическое изучение тектонической расчлененности современной океанической коры и верхов мантии. Основными объектами морских геолого-геофизических исследований при этом стали трансформные разломы Центральной Атлантики, представляющие собой своеобразные “окна” в глубокие океанские недра. Вскоре здесь были установлены надвиги и структуры тектонического сжатия, что имело принципиальное значение для развития общей концепции [Разницын, 1989; Разницын, Трофимов, 1989]. Для более углубленной проработки проблемы привлекались материалы по Индийскому океану<sup>1</sup>.

Выводы о тектонической расчлененности коры и верхов мантии современных океанов повлекли за собой поиски признаков горизонтальных перемещений в океанической литосфере геологического прошлого на самых ранних стадиях ее развития – до тектонического становления офиолитовых аллохтонов в результате закрытия океанических бассейнов, т.е. до их обдукции. Оказалось, что литература, в первую очередь новейшая, изобилует подобными примерами. Таким образом, имеющиеся материалы позволяют рассмотреть совместно тектоническую расчлененность как современной, так и древней океанической литосферы.

Эти задачи решались на основе результатов, полученных при участии автора в пятнадцати геолого-геофизических экспедициях на судах Академии наук в Тихом и Индийском океанах (54-й рейс НИС “Витязь”, 13-, 17-, 21-, 28-й рейсы НИС “Дмитрий Менделеев”, 9-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”) и в Атлантике (3-, 6-, 9-, 13-, 15-, 16-, 18-, 20-, 22-й рейсы НИС “Академик Николай Страхов”) в период с 1973 по 2000 г.

Многолетние исследования автором офиолитовых комплексов Сахалина и Камчатки (1972–1985 гг.), участие в полевых экскурсиях по офиолитовым зонам Малого Кавказа и Средней Азии во время Международного офиолитового симпозиума в 1973 г., по офиолитовому поясу Папуа–Новой Гвинеи в 17-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” и по офиолитовой зоне Порт-Макуори в восточной Австралии во время 25-й сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. оказались весьма полезными как при работах непосредственно в океане, так и при рассмотрении тектонической расчлененности палеоокеанической литосферы.

В морских экспедициях автор в разное время работал совместно с Г.В. Агаповой, А.В. Акимцевым, Е.С. Базилевской, А.Ф. Бересневым, Н.А. Богдановым, Э. Бонатти, Дж. Бортолуцци, А.А. Булычевым, В.В. Велинским, И.В. Викентьевым, Ю.А. Воложем, Л. Гасперини, М. Гасперини, Д.А. Гилод, Г.С. Гнибиденко, А.М. Городничкиным, А.Н. Диденко, Д.А. Дмитриевым, Л.В. Дмитриевым, К.О. Добролюбовой, В.Н. Ефимовым, Г.Л. Кашиным, П.К. Кипежинским, А.Л. Книппером, Л.И. Коганом, Р.Г. Колманом, В.Ю. Колобовым, М. Лиджи, С.М. Ляпуновым, А.О. Мазаровичем, М.С. Марковым, Е.Н. Меланхолиной, Л.Р. Мерклиным, В.Е. Милановским, Ю.П. Непрочновым, А.В. Пейве, А.А. Пейве, А.С. Перфильевым, А.Н. Перцевым, В.М. Побержинским, А.Г. Поповым, Ю.М. Пушаровским, Г.Н. Савельевой, В.А. Симоновым, С.Г. Сколотневым, С.Ю. Соколовым, С. Сусини, В.В. Трофимовым, Н.Н. Турко, А.Г. Третьяковым, В.Е. Хаиным, М.Д. Хуторским, Н.В. Цукановым, А.Я. Шараськиным,

---

<sup>1</sup> Тектоническую расчлененность литосферы Тихого океана автор имеет в виду рассмотреть в отдельной работе.

С.А. Щербаковым, Р. Экинъян и многими другими. Обсуждение со всеми вышеперечисленными исследователями тех или иных геологических, тектонических, геодинамических, геоморфологических и геофизических проблем существенно способствовало повышению научной квалификации автора.

Автор также искренне признателен экипажам научно-исследовательских судов Академии наук “Витязь”, “Дмитрий Менделеев”, “Академик Мстислав Келдыш”, и особенно экипажу НИС “Академик Николай Страхов” во главе с капитанами И. Латожей, В.Е. Николаенко, В.Г. Беляевым и Л.В. Сазоновым.

Слова особой благодарности автора академику Ю.М. Пушаровскому – научному руководителю океанских геологических исследований в Геологическом институте РАН – за постоянное внимание и руководство работой.

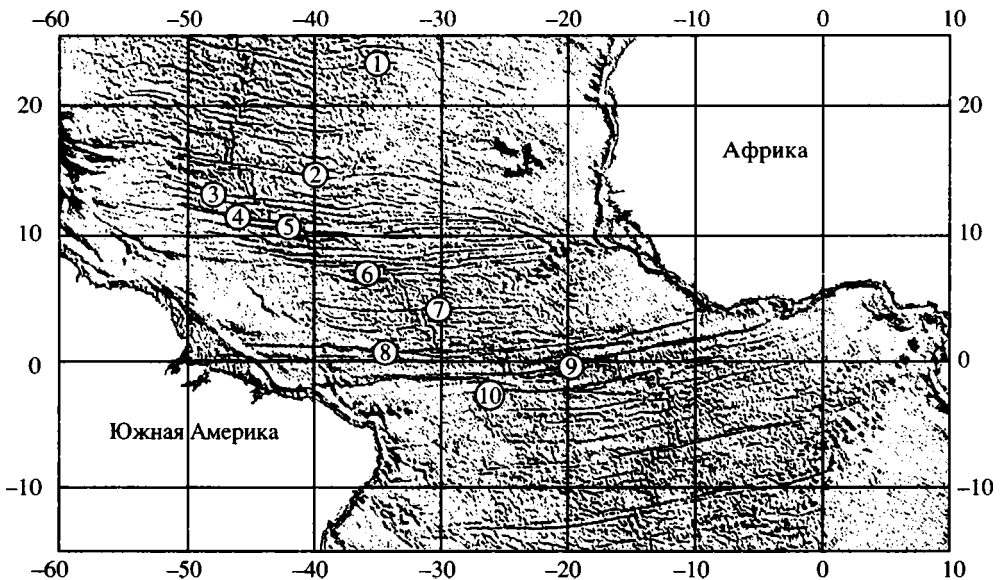
Создание этой монографии было бы невозможно без финансовой поддержки Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 97-05-64737 и 00-05-64235) и Федеральной целевой программы “Мировой океан” по проектам “Глубинные геосферы” и “Тектонические структуры, магматизм и глубинное строение ключевых районов океанского и морского дна” Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации.

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Исследования последних лет показали, что океаническая литосфера Атлантического океана деформирована на огромных пространствах, включающих все основные структурно-морфологические области: Срединно-Атлантический хребет (САХ), с его гребневой и фланговыми частями; смежные глубоководные котловины; вулканотектонические поднятия в пределах котловин и зоны перехода от океанической к континентальной коре в пределах пассивных окраин. Все эти структуры являются ареной проявления различных деформаций, реализовавшихся в обстановках как сжатия, так и растяжения, что в конечном счете привело к тектоническому расслаиванию океанической коры и верхов мантии.

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

Деформации океанической литосферы Атлантики широко проявлены в ее северной приэкваториальной области, где Срединно-Атлантический хребет рассечен большим количеством поперечных (трансформных) разломов. Именно эти разломы определяют облик этой сложнейшей тектонической зоны, что прекрасно видно на приведенной гравиметрической карте центральной части Атлантического океана (рис. 1.1).



**Рис. 1.1.** Альтиметрия центральной части Атлантического океана, по [Sandwell, Smith, 1997]  
Цифрами обозначены разломы: 1 – Кейн, 2 – Зеленого Мыса, 3 – Марафон и Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, Долдрам, 6 – Богданова, 7 – Страхова, 8 – Сан-Паулу, 9 – Романш, 10 – Чейн

В широкой полосе между 2° ю.ш. и 15° с.ш., где были сосредоточены наши основные исследования, представлены практически все разновидности разломных структур: от разлома-гиганта Романш, простирающегося от континента до континента и смещающего ось САХ на 950 км, и крупных разломов, таких как Вима, Зеленого Мыса, Долдрамс, Архангельского, где длина межрифтовых отрезков составляет, соответственно, 320, 195, 175, 120 км, до разломов, где смещение не превышает первых десятков километров (Марафон, Меркурий) или вообще отсутствует, когда имеет место только изгиб рифтовой долины (разлом Сьерра-Леоне). Все эти разломы, так же как и некоторые другие тектонические и морфологические элементы Атлантики, о которых пойдет речь в данной работе, показаны на Тектонической карте Атлантического океана, составленной Ю.М. Пушаровским (рис. 1.2).

Методическая основа наших исследований состояла в отработке детальных полигонов по всему простиранию разломных зон, а не только в пределах их межрифтовых (активных) отрезков в гребневой части САХ, как это практиковалось в большинстве предшествующих экспедиций. Особое внимание уделялось ступенчатому драгированию по ряду характерных сечений разлома: на флангах САХ и его гребневых частях по разные стороны от рифтовых долин. Эти работы показали исключительную сложность строения разломных зон, смещенных по ним сегментов рифтовой долины и межразломных пространств.

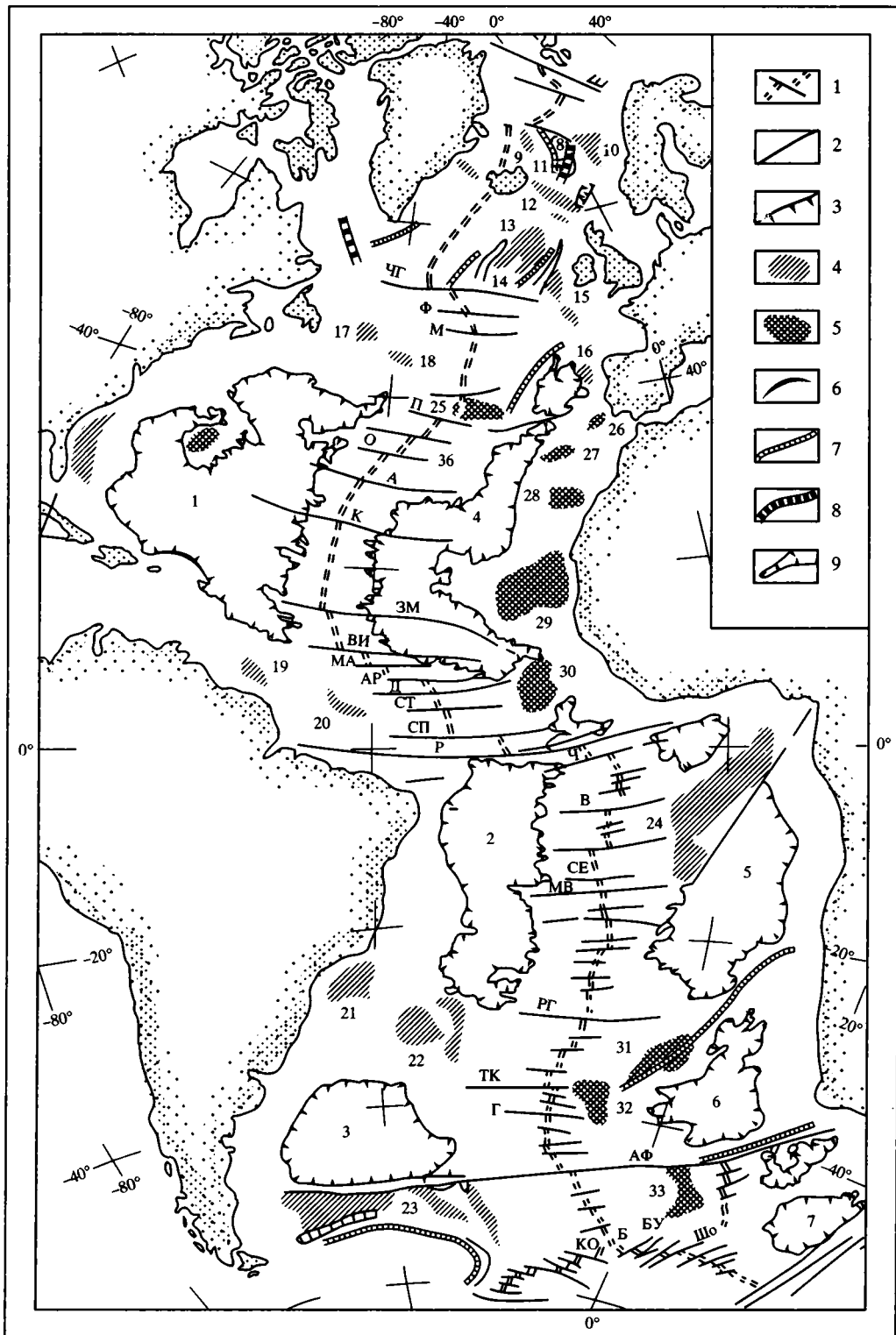
По мере увеличения детальности исследований получаемая картина все более отличалась от простых схем и от казавшихся совсем недавно незыблемыми геодинамических постулатов.

## РАЗЛОМ ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Проводившиеся в 60–70-е годы прошлого столетия геологические работы в зонах трансформных разломов Атлантического океана показали, что в их пределах вскрываются все разновидности пород океанической коры и верхов мантии – базальты, долериты, габбро, ультрамафиты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, различные осадочные и тектонические брекчии. В результате драгирования бортов разломных долин была установлена резкая асимметрия в распределении различных типов пород. При этом ультрамафиты встречались на всех глубинах и неоднократно чередовались с базальтами и габбро [Bonatti, Nonnalez, 1976 и др.]. Появление ультрамафитов в разрезах трансверсивных хребтов, обрамляющих разломные долины, абсолютным большинством исследователей традиционно связывается с внедрением серпентинитовых протрузий по субвертикальным разломам и трещинам.

Детальные геолого-геофизические исследования разлома Зеленого Мыса позволили нам выдвинуть альтернативную гипотезу: фрагменты дунит-гарцбургитового, полосчатого и долерит-базальтового комплексов в пределах поперечных (трансверсивных) хребтов слагают пакет тектонических пластин, формирование которого обусловило чешуйчато-надвиговую структуру зоны разлома в целом [Пушаровский, Пейве и др., 1988; Строение..., 1989; Разницын, Трофимов, 1989]. В основе предложенной гипотезы лежат результаты ступенчатых драгировок по различным сечениям вкрест простирания зоны разлома и многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ.

Необходимо отметить, что до наших исследований в 3-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 1986 г. разлом Зеленого Мыса был практически не

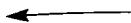


**Рис. 1.2.** Тектоническая схема Атлантического океана, по [Пушаровский, 2001]

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – поперечные разломы; 3 – наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 – фрагменты континентальной коры; 5 – выступы океанической коры; 6 – глубоководные желоба; 7 – линейные поднятия различной природы; 8 – отмершие спрединговые центры; 9 – трои

Цифры на схеме: 1–8 – впадины: 1 – Северо-Американская, 2 – Бразильская, 3 – Аргентинская, 4 – Канарская, 5 – Ангольская, 6 – Капская, 7 – Агульяс, 8 – Норвежская; 9–24 – фрагменты континентальной коры: 9 – Исландское плато, 10 – Воринг, 11 – Ян Майен, 12 – Фарерско-Исландский порог, 13 – Хаттон, 14 – Роколл, 15 – Поркьюпайн, 16 – Галисийский, 17 – Флеммиш, 18 – Орфен, 19 – Гайяна, 20 – Сеара, 21 – Сан-Паулу, 22 – Риу-Гранди, 23 – Фолклендский, 24 – Гвинейский; 25–33 – выступы океанической коры (часто тектоновулканической природы): 25 – Азорский, 26 – Горриндж, 27 – Мадейра, 28 – Канарский, 29 – Зеленого Мыса, 30 – Сьерра-Леоне, 31 – Китового хребта, 32 – Тристан да Кунья, 33 – Метеор

Буквенные обозначения – разломы: Ш – Шпицбергенский, ЧГ – Чарли Гиббс, Ф – Фарадей, М – Максвелл, П – Пико, О – Океанограф, А – Атлантис, К – Кейн, ЗМ – Зеленого Мыса, ВИ – Вима, МА – Марафон, АР – Архангельского, Д – Долдрамс, СТ – Страхова, СП – Сан-Паулу, Р – Романш, Ч – Чейн, В – Вознесения, СЕ – Святой Елены, МВ – Мартин Вас, РГ – Риу Гранди, ТК – Тристан да Кунья, Г – Гоф, АФ – Агульяс-Фолклендский, ШО – Шона, БУ – Буве, КО – Конрад, Б – Тройное сочленение Буве



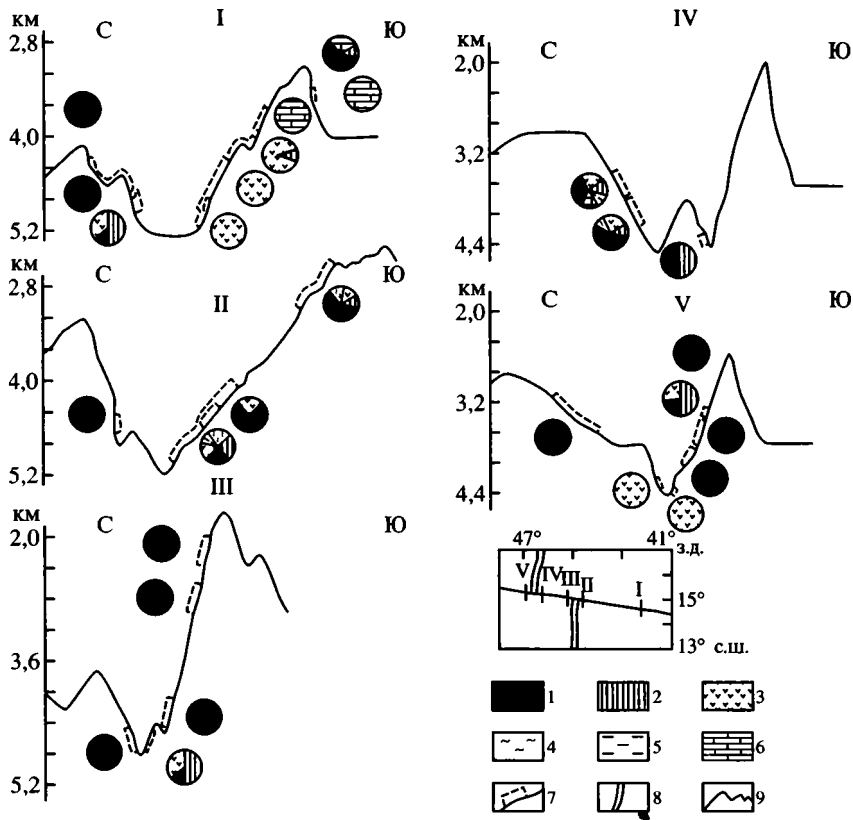
изучен. Имелись лишь две драгировки борта рифтовой долины в зоне сочленения с разломом [Rona et al., 1987]. Последующие экспедиции НИС “Академик Николай Страхов” (15-й, частично 6-й и 9-й рейсы), а также 16-й рейс НИС “Академик Борис Петров”, 9-й рейс НИС “Антарес”, совместные франко-американские рейсы уточнили ранее собранные геолого-геофизические данные. Были получены новые, существенно расширившие наши знания материалы о геологии этого района. В настоящее время данный разлом по степени изученности различными геолого-геофизическими методами стоит в одном ряду с такими разломными зонами, как Вима и Романш.

### **Распределение различных типов пород в вертикальном разрезе трансверсивных хребтов**

Наиболее часто в структурах разлома развиты в различной степени серпентинизированные ультрамафиты [Пушаровский, Пейве и др., 1988; Строев..., 1989]. Нередко кроме них не отмечено никаких других пород (южный и северный борта долины “активной” части разлома, сечение по 45°15' з.д.; северный борт фланговой части, сечение по 44°50' з.д.). Ультрамафиты слагают борта разломной долины и поперечные хребты, встречаясь на любом гипсометрическом уровне. Породы полосчатого комплекса (габброиды, троктолиты, анортозиты и другие с кумулятивными структурами) наиболее широко развиты в пределах медианного хребта в долине разлома. Кроме того, в небольшом количестве (10–15% объема драгированного материала) они встречаются в пределах бортов долины разлома. Базальты наиболее широко развиты вблизи рифтовых долин САХ.

Необходимо отметить практически повсеместное залегание ультрамафитов гипсометрически выше пород полосчатого комплекса и базальтов (рис. 1.3). Иногда имеет место чередование пород различных комплексов в поперечном сечении. Более того, наблюдаемые соотношения не прослеживаются на сколько-нибудь значительное расстояние по простиранию разлома.

Большинство пород катаклазированы и милонитизированы. В ультрамафитах обычны структуры и текстуры твердопластического течения с ориентацией минералов в одном направлении, будижаж и рассланцевание. Неоднократно



**Рис. 1.3.** Профили драгирования по различным сечениям разлома Зеленого Мыса

1 – ультрабазиты, серпентиниты; 2 – габбро; 3 – базальты; 4 – метаморфические породы; 5 – метасоматиты; 6 – известняки; 7 – интервал драгирования; 8 – сегменты рифтовых долин; 9 – долина разлома

поднимались легко узнаваемые компоненты серпентинитового меланжа – характерные “окатыши” серпентинитов округлой и эллипсоидальной формы, блестящие поверхности которых представляют собой зеркала скольжения.

Почти во всех plutonic and metamorphic (amphibolites, chlorite-amphibole schists) rocks, dragged in the fracture zone of Green Cape, also signs of tectonic deformations are fixed. Deformations are characteristic both for rocks dragged in the inter-rift area, and for gabbroids, obtained from the slopes of the rift valley adjacent segments of SAH. All these signs testify to a complex history of formation of oceanic crust in this region with the manifestation of compression processes.

Таким образом, пространственные соотношения пород и характер их деформаций свидетельствуют о широком проявлении тектонических процессов. Видимо, в бортах разломной долины и в пределах обрамляющих ее с севера и с юга поперечных (трансверсивных) хребтов имеет место выжимание пластичного серпентинитового материала, захватывающего отдельные глыбы и пластины различных пород океанической коры и верхов мантии. Этот процесс приводит к образованию надвигов в зонах сжатия шириной 20–25 км, соответствующих трансверсивным хребтам по обе стороны от разломной долины [Строение..., 1989; Разницын, Трофимов, 1989].



## Зона сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины

Проведенные детальные геологические работы в районах зон сочленения сегментов рифта с разломом Зеленого Мыса, в том числе с применением погружаемых обитаемых аппаратов (ПОА), подтвердили выводы о тектонической расчлененности коры и верхов мантии рассматриваемого региона.

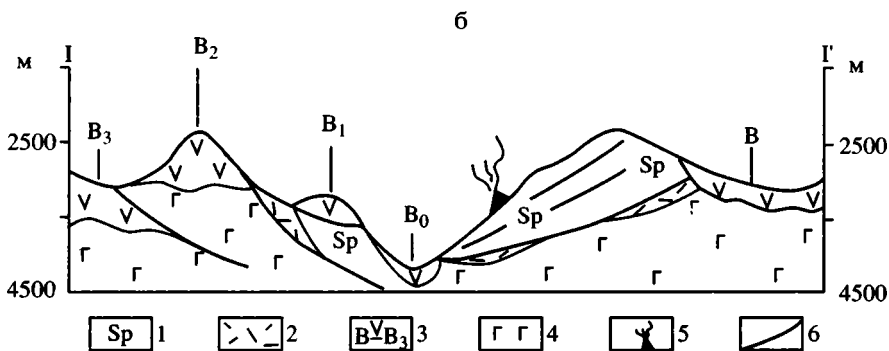
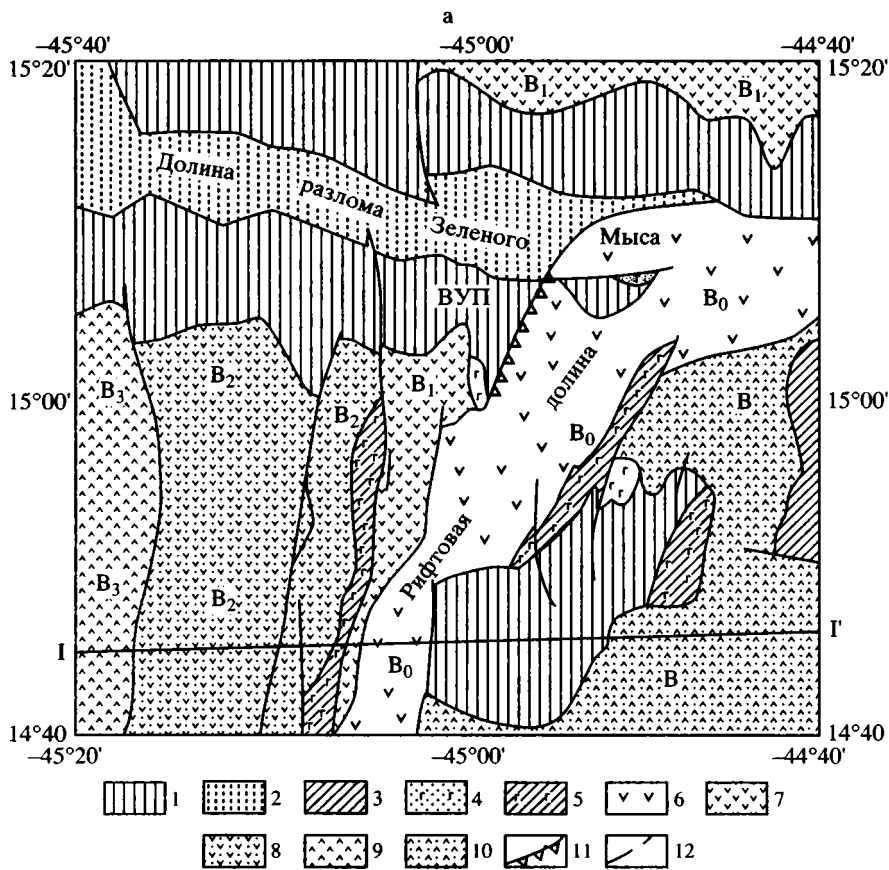
Для района сочленения зоны разлома с южным сегментом рифтовой долины построены батиметрическая карта и карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 [Строение..., 1989]. Зона сочленения рифт–разлом практически лишена осадков, а рельеф отличается контрастностью. Это позволило провести детальное площадное опробование различных морфоструктур: всего здесь было выполнено около 100 продуктивных драгировок, при этом большая часть – в наших экспедициях на НИС “Академик Николай Страхов”. Таким образом, указанный район на сегодня представляется наиболее изученным в геологическом отношении в пределах осевой части САХ. Накопленный фактический материал позволил составить на эту площадь среднемасштабную (1 : 250 000) геологическую карту [Перфильев и др., 1996] (рис. 1.4) Это – одна из первых попыток среднемасштабного картирования океанического дна, которая была реализована нами в 15-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 1992 г. Основным методом картирования были ступенчатые драгировки склонов различных морфоструктур в их нижних, средних и верхних частях. Учитывались также данные магнитометрических и сейсмических исследований.

В северной части закартированного района базальты контактируют непосредственно с мантийными ультрамафитами южного поперечного хребта зоны разлома Зеленого Мыса, слагая его южный склон и вершину. Только непосредственно западнее рифта, в пределах внутреннего углового поднятия, между ультрамафитами и базальтами прослеживается узкая полоска габброидов расчлененной серии. В остальной части хребта базальты контактируют непосредственно с породами дунит-гарцбургитового комплекса. Необходимо отметить, что в данном районе обнажается самое крупное из обнаруженных в Мировом океане тело мантийных ультрамафитов, площадью около 600 км<sup>2</sup>.

В зоне непосредственного сочленения разлом–рифт по данным погружений ПОА “NAUTILE” в основании восточного склона внутреннего углового поднятия (в основании западного борта рифта, являющегося здесь в то же время склоном нодальной впадины) самые молодые рифтовые базальты приведены в соприкосновение с ультрамафитами по пологой наклоненной на восток мощной (около 300 м) тектонической зоне глубинного срыва (detachment fault). Зона маркируется выходами сильно милонитизированных и тектонизированных ультрамафитов и базальтов с вкрапленностью сульфидов [Casey et al., 1992]. Одна из наших самых удачных драгировок в пределах рассматриваемой зоны принесла большое количество фрагментов серпентинитового меланжа – эллипсоидальных “окатышей” серпентинитов.

Данные наблюдений с подводного аппарата свидетельствуют о наличии здесь тектонически нарушенного разреза океанической коры. Устанавливается чешуйчато-надвиговое строение внутреннего углового поднятия в целом: в самой верхней части разреза здесь закартирован аллохтонный блок пиллоу-базальтов, перекрывающий ультрамафиты [Rona et al., 1992].

Метагабброиды, драгированные на восточном склоне внутреннего углового поднятия, в непосредственной близости от устья рифтовой долины, представлены микроплойчатыми роговообманковыми сланцами, актинолититами и



**Рис. 1.4.** Геологическая карта района восточного сочленения разлома Зеленого Мыса с рифтовой долиной (а) и геологический профиль (б). Масштаб оригинала 1 : 250 000

На а: 1 – фрагменты дунит-гарцбургитового (мантийного) комплекса; 2 – мантийный комплекс в трого разломной долины; 3 – предполагаемые ультрабазиты; 4, 5 – фрагменты кумулятивной расчлененной серии; 4 – неметаморфизованные, 5 – подвергшиеся динамотермальному метаморфизму; 6–10 – базальты с различной степенью палагонитизации стекла: 6 – без палагонитизации ( $B_0$ ), 7 – с начальной степенью палагонитизации ( $B_1$ ), 8 – частично палагонитизированные ( $B_2$ ), 9 – полностью палагонитизированные ( $B_3$ ), 10 – со степенью палагонитизации, меняющейся по площади незаконномерно ( $B$ ); 11 – пологий глубинный срыв (detachment fault), установленный по данным

массивными амфиболитами. Детальное петрографическое описание этих пород, а также данные по их геохимии и составу породообразующих минералов приводятся в работе [Силантьев и др., 1989].  $P$ - $T$ -условия метаморфизма для типичных амфиболитов, в которых амфибол обнаруживает широкие вариации глиноземистости, соответствуют интервалу температур 620–510–450 °С при давлении 4–2 кбар. Последовательное понижение температур сопряжено с тектоническим перемещением блока высокотемпературных амфиболитов в верхние коровые горизонты до глубин около 1 км, а полученные оценки  $P$ - $T$ -условий в совокупности с крупными выходами на поверхность океанического дна метабазитов и метаультрамафитов 3-го слоя указывают на крупноамплитудный подъем глубинных коровых образований [Силантьев, 1995]. Данные наблюдений с подводного аппарата “NAUTILE”, проводившиеся в рассмотренном районе разломной зоны Зеленого Мыса, свидетельствуют о том, что метагабброиды и метаультрамафиты слагают здесь тектонически нарушенный (инвертированный) разрез океанической коры (там же).

Для всей ультрамафитовой полосы, приуроченной к южному трансверсивному хребту к западу от углового поднятия, также возможен аллохтонный генезис. Последний предполагает выведение мантийных образований в верхние части разреза по наклоненному на север надвигу. Этот вариант удовлетворительно объясняет распределение локальных магнитных аномалий: полосе развития ультрамафитов отвечает широтно ориентированный минимум магнитного поля, что легко объясняется бескорневым залеганием этих пород. В пользу этого говорит извилистый контур границы ультрамафитов и базальтов, который в целом следует рельефу, а также результаты сейсмического профилирования (см. ниже). Естественно, мы не исключаем и непосредственного излияния базальтов на мантийные образования, тем более, что данное явление неоднократно наблюдалось во время погружений подводных аппаратов. Скорее всего, здесь мы имеем дело с сочетанием обоих вариантов.

Мантийный, дунит-гарцбургитовый, комплекс распространен также на восточном фланге рифта в южной части закартированной области, где эти образования слагают изометричную структуру, площадью не менее 400 км<sup>2</sup> (см. рис. 1.4). Ее размеры вполне сопоставимы с крупными офиолитовыми массивами на суше. По магнитометрическим данным, наличие аналогичных ультрамафитов, погретенных под базальтами, можно предполагать и под западным бортом рифта.

По обрамлению ультрамафитов сохранились фрагменты политермальных динамометаморфитов, образовавшихся в основном за счет габброидов. Метаморфизм габброидов несет все черты динамометаморфических преобразований с созданием структур пластического течения, рассланцевания и милонитизации. Температурный диапазон метаморфических преобразований необычайно широк. Наиболее высокотермальным динамометаморфическим породам отвечают образования типа флазер-габбро. Здесь также представлены полосчатые амфиболиты и амфиболовые сланцы, габбро-амфиболиты с четкими признаками пластического течения и другие динамометаморфизованные базиты амфиболитового уровня. Не менее широко в данном комплексе распространены бластомилониты и бластокатаклазиты разных температурных уровней, в том числе и низкотемпературные милониты и катаклазиты.

---

погружений ПОА “NAUTILE”; 12 – разломы крутого заложения. ВУП – внутреннее угловое поднятие

На б: 1 – серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; 2 – политермальные динамометаморфиты; 3 – базальты; 4 – габброиды; 5 – активное гидротермальное поле Логачев; 6 – надвиг

Такая картина очень напоминает ситуацию во многих офиолитовых аллохтонах, когда в основании покрова ультрамафитов располагается так называемая метаморфическая подошва (metamorphic sole) – тела амфиболитов и габбро-амфиболитов, геодинамические условия формирования которых связаны с внутриокеаническими надвигами (см. главу 4).

Аллохтонная природа рассматриваемых ультрамафитов подтверждается наличием внутри них пологих надвигов, закартированных при погружениях ПОА “Шинкай-6500” в нижней части восточного борта южного сегмента рифта на 14°43' с.ш. [Matsumoto et al., 1998].

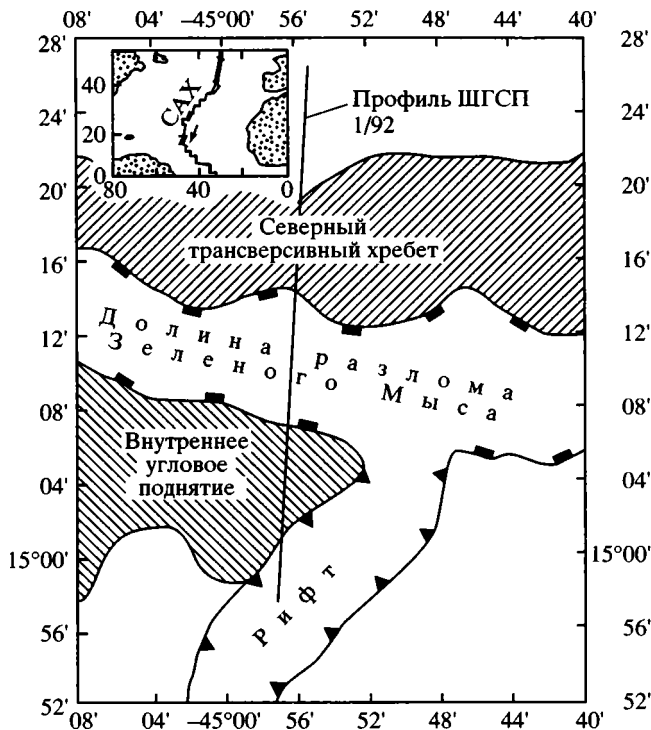
Именно в этом районе, на широте 14°45' с.ш., в 1993–1994 гг. НПО “Севморгеология” впервые в Мировом океане было открыто активное гидротермальное поле Логачева, ассоциирующееся с ультрамафитами [Batuyev et al., 1994]. Данное поле по составу вмещающих пород, рудной специфике гидротермальных отложений и по наличию специфических водород-метановых аномалий в водной толще отличается от гидротермальных полей, связанных с базальтами, и относится к новому, ранее не описанному типу [Богданов, 1997; Богданов, Сагалевич, 2002]. Подробнее об этом поле и других полях, связанных с ультрамафитами в осевой части САХ, будет сказано в главе 2.

### **Глубинное строение зоны сочленения рифт–разлом по данным ШГСП**

Элементы тектонической расслоенности верхней части литосферы в зоне сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины устанавливаются и по геофизическим данным. Выполненный здесь комплекс работ по широкоугольному сейсмическому профилированию (ШГСП) в однокорабельном варианте позволил получить совмещенные данные по отраженным и преломленным волнам, а также зонды с измерением скоростей продольных сейсмических волн на достаточную глубину [Коган, Перфильев, Разницин, 1996].

Профиль ШГСП 1/92 проходит в меридиональном направлении вдоль оси САХ приблизительно по 45° з.д., пересекая с севера на юг часть хребта, расположенную непосредственно к северу от зоны разлома, ее северный трансверсивный хребет, долину разлома Зеленого Мыса, восточный склон внутреннего углового поднятия и рифтовую долину (рис. 1.5 и 1.6).

В северной части профиля верхняя часть разреза, мощностью до 0,8 с, представлена толщей с  $V_p = 3,0\text{--}3,5$  км/с, для которой характерны слабые по интенсивности, но протяженные рефлекторы, свойственные осадочным образованиям. Предполагаемые консолидированные осадки подстилаются толщей с  $V_p = 5,0\text{--}5,5$  км/с, насыщенной сравнительно короткими (2–3 км) рефлекторами с быстро меняющейся интенсивностью. Такая инфраструктура и значения сейсмических скоростей свойственны базальтовым лавовым потокам 2-го слоя. Южнее эти лавы выходят на поверхность дна. Мощность лавового комплекса достигает 0,5–0,6 с (порядка 1,5 км). Граница с более глубокорасположенной толщей неопределенная, без четких протяженных рефлекторов. Она проведена по резкому уменьшению количества отражающих горизонтов. При этом толща становится почти акустически прозрачной. Отдельные рефлекторы или зоны субпараллельных рефлекторов полого наклонены на север. Они ориентированы под углом к субгоризонтальным рефлекторам 2-го слоя. Скорее всего, эти отражения соответствуют пологим разрывным нарушениям (надвигам). На 29-м

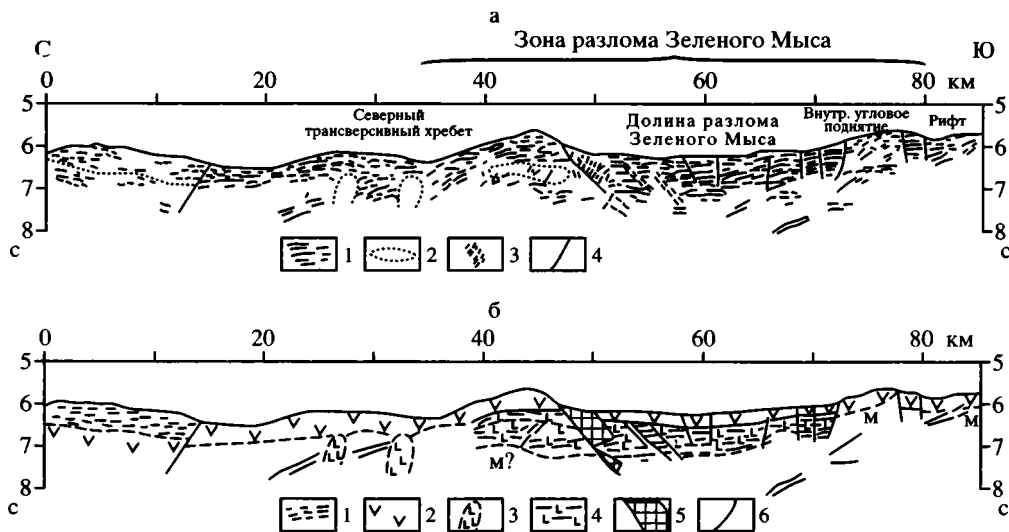


**Рис. 1.5.** Схема расположения профиля ШГСП 1/92 через область восточного сочленения рифт – разлом Зеленого Мыса, по [Коган, Перфильев, Разницин, 1996]

и 35-м пикетах видны субвертикальные акустически прозрачные тела, которым соответствуют, вероятно, интрузии габброидов. Граница М на этих участках не просматривается.

Такого типа разрез, отвечающий в какой-то степени “нормальному” океаническому, прослеживается вплоть до северного трансверсивного хребта. Судя по характеру рефлекторов, вершина хребта и его северный склон сложены лавовыми потоками. Однако подстилающий комплекс резко отличается по сейсмической инфраструктуре (аномальная толща на рис. 1.6). Толща насыщена протяженными субпараллельными рефлекторами с изменчивой интенсивностью отражений. Они нередко дискордантны к ориентировке отражений в образованиях вышележащего 2-го слоя. Мощность этой “слоистой” толща превышает временной интервал 1,5 с (не менее 4,5–5 км). Толща расчленена субгоризонтальным акустически прозрачным линзовидным телом, которое скорее всего представляет собой интрузию габбрового состава.

Южный склон северного трансверсивного хребта и его граница с разломной долиной в сейсмическом отношении представляет собой чрезвычайно сложную картину. В широкой (3–4 км), наклоненной на юг зоне наблюдается взаимопересечение слабых коротких отражений. Не исключено, что часть этих сигналов представляет собой следы дифрагированных волн, связанных с дифракцией в неоднородной раздробленной среде. По всей видимости, эта зона фиксирует тектонически раздробленную область, разделяющую трансверсивный хребт и долину разлома. В литературе подобные зоны получили название *detachment fault* – глубинный срыв. Несколько южнее также наблюда-



**Рис. 1.6.** Фрагмент дешифрованного профиля ШГСП 1/92 (а) и его геологическая интерпретация (б), по [Коган, Перфильев, Разницын, 1996]

На а: 1 – рефлекторы; 2 – условные границы между различными сейсмическими толщами; 3 – зона потери корреляции; 4 – разломы

На б: 1 – осадки 1-го слоя; 2 – базальтовые лавы 2-го слоя; 3 – интрузии габброидов; 4 – кора, насыщенная силлами габбро-долеритов (аномальная толща); 5 – зона пологого глубинного срыва; 6 – разломы. М – верхняя часть мантии

ются отдельные системы падающих на юг рефлекторов, отвечающих скорее всего разломам (надвигам).

На южном борту разломной долины зоны потери корреляции и наклонные отражения, соответствующие разломам, наклонены уже на север, в сторону осевой разломной долины. Однако здесь отсутствуют мощные зоны дробления, отождествляемые с глубинными срывами.

Сейсмическая инфраструктура коры долины разлома принципиально сходна с корой северного трансверсивного хребта. Верхняя часть разреза здесь сложена лавами 2-го слоя. Как показали геологические работы, эти лавы прослеживаются непосредственно из осевой зоны рифта, расположенного южнее. Ниже, не всегда отделяясь отчетливой границей, распространена аномальная сейсмическая толща с протяженными субгоризонтальными рефлекторами изменчивой интенсивности. Временная мощность аномальной толщи несколько меньше, чем в трансверсивном хребте (0,8–0,9 с). Нижняя ее граница иногда выражена четким отражающим горизонтом повышенной интенсивности, который, возможно, отвечает поверхности М. Суммарная мощность коры под разломной долиной достигает 1,3 с, т.е. не может быть меньше 4 км.

Склон внутреннего углового поднятия и смежная часть рифта построены сходно. В верхней части разреза выделяется лавовый комплекс мощностью не более 0,5 с (около 1 км). В подошве слоя фиксируется хорошо выраженный рефлектор повышенной интенсивности (поверхность М). Внутри верхней мантии отмечаются протяженные рефлекторы, полого наклоненные на север. Сейсмический разрез хорошо коррелируется с геологическими данными: в основании разреза фиксируются мантийные ультрамафиты, непосредственно перекрытые свежими рифтовыми базальтами “нулевого” возраста. По данным наблюдений с пилотируемого подводного аппарата “NAUTILUS”, в основании за-

падной стенки рифта (или в основании восточного склона углового поднятия) рифтовые базальты приведены в соприкосновение с ультрамафитами по полого наклоненной на восток тектонической зоне глубинного срыва (см. выше).

Широкоугольное сейсмическое профилирование показало, что кора под длиной разлома Зеленого Мыса и под северным трансверсивным хребтом характеризуется наличием своеобразной аномальной толщи с протяженными субгоризонтальными рефлекторами, отсутствующими вне зоны разлома. Эту особенность один из авторов данного исследования, А.С. Перфильев, связывает с наличием в разрезе многочисленных пластовых тел (силлов) габбро-долеритов в мантийных ультрамафитах [Коган, Перфильев, Разницын, 1996]. Излияния свежих (“нулевых”) базальтов приурочены только к днищу рифтовой долины и к нодальной впадине, достигая противоположного, южного, борта разломной долины.

### **Зона сочленения разлома с северным сегментом рифтовой долины**

Отчетливые элементы тектонической расслоенности устанавливаются и в северном сегменте рифтовой долины. По данным драгирования, весь западный борт рифтовой долины СХХ от 15°25' до 15°40' с.ш. протяженностью 25 км слагают ультрамафиты [Пушаровский, Пейве и др., 1988]. Серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и габбро на тех же широтах (15°30' и 15°37') слагают поднятие в пределах восточного борта рифта [Bougault et al., 1993]. Непосредственно к северу от района пересечения разлома Зеленого Мыса с северным сегментом рифтовой долины, на 15°35' с.ш., в основании западного борта последней были драгированы микроплоччатые и массивные амфиболиты, являющиеся характерным типом пород для зон пересечения срединно-океанических хребтов с крупными трансформными разломами вообще [Силантьев, 1998]. Амфиболиты здесь тесно ассоциируют с серпентинитами и располагаются непосредственно под ними. Этот исследователь совершенно обоснованно отмечает, что такие соотношения характерны для подофиолитовых (базальных) комплексов, образование которых объясняется обдукционными процессами.

В пределах северного сегмента рифтовой долины было выполнено два трансекта через рифтовую долину с серией из 15 погружений ПОА “NAUTILE”, на удалении от зоны сочленения рифт–разлом соответственно на 15 и 30 км [Casey et al., 1992]. На первом пересечении на дне рифтовой долины (4500 м) и на ее восточном борту до глубины 2500 м были закартированы только свежие рифтовые базальты; западный борт оказался сложен (снизу вверх) габброидами, гарцбургитами и дунитами. На более северном пересечении днище рифта и основание обоих его бортов оказались сложенными базальтами (4600–4000 м), а в верхних частях западных и восточных стенок были зафиксированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов. При этом особо подчеркивается наличие в ультрамафитах большого количества полого наклоненных в сторону осевой части рифтовой долины разломов и приуроченных к ним тектонических брекчий. По описаниям эти брекчии соответствуют серпентинитовому меланжу, широко распространенному в офиолитовых комплексах: фрагменты серпентинизированных ультрамафитов, размером от 1 см до 1 м, заключены в матрикс рассланцованных серпентинитов, талька и мелких серпентинитовых обломков [Cannat et al., 1997]. Прослой таких брекчий имеют мощность в несколько десятков метров и более; т.е. налицо типичная че-

шуйчато-надвиговая структура в ультрамафитах, хорошо известная в областях развития офиолитов на суше.

В 1998 г. в зоне разлома Зеленого Мыса в обоих сегментах рифтовых зон в районах пересечения их с разломной долиной были проведены геологические исследования с применением японского подводного обитаемого аппарата “Шинкай-6500” [Matsumoto et al., 1998]. При этом одна из основных задач экспедиции состояла в выборе места для предстоящего глубоководного бурения, поскольку данный район является приоритетным для подобных исследований, прежде всего из-за наличия здесь самых крупных в Атлантике выходов мантийных ультрамафитов.

В пределах внешнего углового поднятия в районе сочленения северного сегмента рифтовой долины с разломом во время подводных маршрутов закартирована так называемая megamullion structure – куполообразная структура, расположенная в 30 км к западу от северного сегмента рифтовой долины [Matsumoto et al., 1998; Fujiwara et al., 2003]. Трасса погружения пересекала эту структуру от ее основания, примыкающего к разломной зоне на глубинах порядка 4000 м, до вершины с отметками 2000 м. В низах разреза обнажаются милонитизированные габбро, а верхи сложены гарцбургитами и дунитами. Габбро и ультрамафиты выведены в верхнюю часть коры по полого наклоненному на восток, в сторону оси рифтовой долины, разлому. Плоскость разлома наблюдалась на площади 100 м<sup>2</sup> по падению и представляет собой своеобразное зеркало скольжения с волнообразным узором параллельных желобов и гребней. Именно так трактуется понятие “mullion structure” в “Толковом словаре английских геологических терминов” [1978]. Вершина рассматриваемой структуры, сложенная ультрамафитами, представляет собой выровненный участок дна, покрытый тонким плащом осадков, и, по мнению участников погружений, является идеальным местом для предстоящего глубоководного бурения.

Впервые подобные структуры были выделены в широкой полосе САХ между разломами Кейн и Атлантик (между 20 и 30° с.ш.) в возрастном диапазоне от 0 до 28 млн лет [Tucholke et al., 1998]. Они представляют собой крупные (10–40 км) куполообразные структуры, сложенные глубинными образованиями (ультрамафитами и габбро), простираются в широтном направлении, параллельно зонам разломов, и характеризуются наличием отчетливо выраженных в рельефе сопряженных синформ и антиформ, имеющих ту же ориентировку. Синформы и антиформы имеют амплитуду от нескольких десятков до сотни метров, а самые крупные – до 600–700 м. Образование подобных структур связывается с выведением глубинных пород в верхнюю часть корового разреза в пределах внутренних угловых поднятий в зонах сочленения рифт–разлом по пологим долгоживущим глубинным срывам (detachment faults) в процессе амагматичного спрединга.

Таким образом, весь комплекс проведенных геологических и геофизических исследований со всей очевидностью указывает на тектоническую расчлененность верхней части литосферы в пределах межрифтовой (активной) части зоны разлома Зеленого Мыса, особенно в узлах пересечений рифт–разлом, и в прилегающих сегментах рифтовой долины. Эти сегменты характеризуются сильно расчлененным рельефом, низкоамплитудными магнитными аномалиями, положительными остаточными гравитационными аномалиями Буге, указывающими на наличие тонкой коры [Fujiwara et al., 2003]. Здесь устанавливается резкое преобладание тектонических процессов (меланжирование, надвигообразование с интенсивным подъемом ультрамафитов) над магматическими. В этих зонах изначально отсутствует “нормальный” разрез океанической коры. Для



всей осевой части САХ от 14°30' до 15°50' с.ш., т.е. на расстоянии около 150 км по простиранию хребта, отмечается широкое распространение ультрамафитов. В рифте под маломощными потоками молодых базальтов залегают ультрамафиты или серпентинитовый меланж. Последние нередко слагают борта рифтовых долин.

По мнению автора, выводы о тектонической расслоенности литосферы в сегменте САХ между 14° и 16° с.ш. получили полное подтверждение при бурении восьми неглубоких (до 150 м) скважин [Leg 209., 2003]. Бурение было специально поставлено с целью исследовать деформации мантийных перидотитов, широко представленных в этом сегменте, их состав и гидротермальные изменения. Сква. 1268, 1269, 1271 и 1272 пробурены в пределах западного склона рифтовой долины, в южном ее сегменте, примыкающем к разлому Зеленого Мыса. Сква. 1273–1275 располагаются на западном склоне северного сегмента рифтовой долины. Во всех скважинах в перидотитах отсутствуют “проникающие” (penetrative) деформации, равномерно распределенные по всему объему пород. Напротив, они локализованы вдоль узких зон высокотемпературного течения, по которым впоследствии развивались хрупкопластические деформации.

Сква. 1272 (глубина проникновения 75 м) расположена в верхней части внутреннего углового поднятия (о котором шла речь выше) на широте 15°05' с.ш. Бурение показало наличие многочисленных субгоризонтальных разломов. Самые верхние 55 м скважины представляют собой тектоническую брекчию, состоящую из сильно тектонизированных до состояния глины серпентинитов, в которые заключены глыбы (до 5 м в поперечнике) гарцбургитов, диабазов и габброидов (меланж. – Ю.Р.). Сква. 1275, пробуренная на западном склоне рифтовой долины к северу от разлома Зеленого Мыса, вскрыла несколько таких зон в интервалах 95–100, 125–135 и 140–145 м, приуроченных к пологим разломам.

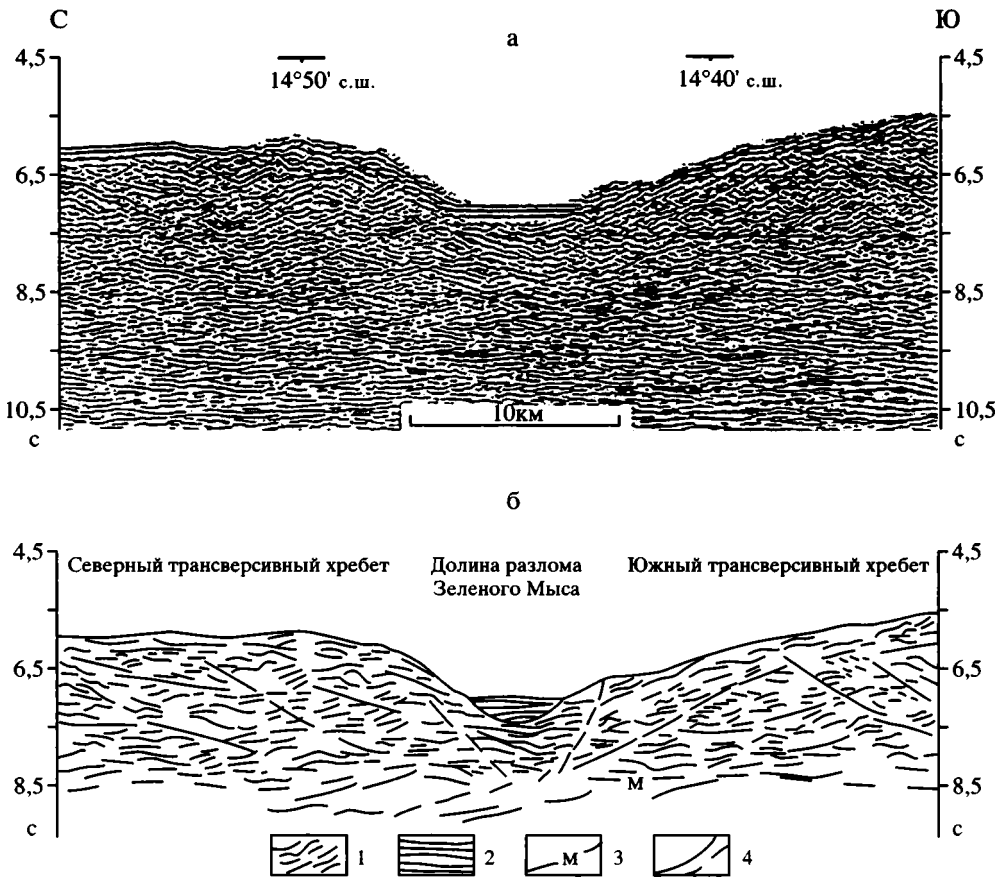
### **Глубинное строение разлома на восточном фланге САХ по данным МОВ ОГТ**

Проведенные геолого-геофизические исследования в зоне разлома Зеленого Мыса указывают на тектоническую расслоенность литосферы и за пределами осевой части САХ, на его флангах. Драгирование коренных пород здесь затруднено, поскольку их выходы на поверхности дна часто покрыты маломощными осадками. Поэтому основным методом исследования структуры океанической коры в этих областях является многоканальное сейсмическое профилирование.

Методика сейсмических исследований МОВ ОГТ, поставленных на НИС “Академик Николай Страхов” в наших экспедициях в Центральной Атлантике, особенности волнового поля и последовательность графа обработки полученных материалов приведены в работах [Разницин, Трофимов, 1989, 1991]. Ниже мы ограничимся только характеристикой сейсмических профилей и их геологической интерпретацией.

Профиль МОВ ОГТ 2/86 расположен на восточном фланге САХ, в 350 км к востоку от района пересечения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины, и проходит в меридиональном направлении по 42°13' з.д. от 13°49' с.ш. до 15°30' с.ш. Длина профиля – 180 км.

Разлом выражен в рельефе в виде осевой троговой долины субширотного простирания и обрамляющих ее с севера и с юга трансверсивных хребтов.



**Рис. 17.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 2/86 через зону разлома Зеленого Мыса на восточном фланге САХ (а) и его интерпретация (б), по [Коган, Перфильев, Разницин, 1996]

1 – рефлекторы, подчеркивающие общую структуру; 2 – осадки 1-го слоя; 3 – поверхность М по данным перебора МОГТ; 4 – наклонные отражающие горизонты, интерпретируемые в качестве надвигов. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала (здесь и далее)

Долина имеет выровненное за счет заполнения осадками дно с глубиной 5200 м и шириной около 10 км. Южный хребет на данном сечении выше северного; максимальные превышения хребтов над дном долины 2100 и 1300 м, соответственно; ширина хребтов составляет 35–40 км. Профиль в своей центральной части пересекает долину разлома. Дно долины покрыто горизонтально-слоистыми осадками мощностью до 300 м (рис. 1.7).

В составе консолидированной коры достаточно условно выделяют две толщи, различающиеся по интенсивности и длине отражающих площадок.

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

Вторая толща прослеживается в интервале 6,5–8,5 с. Переход от первой толщи с большой долей условности намечается по некоторому спаду интенсив-

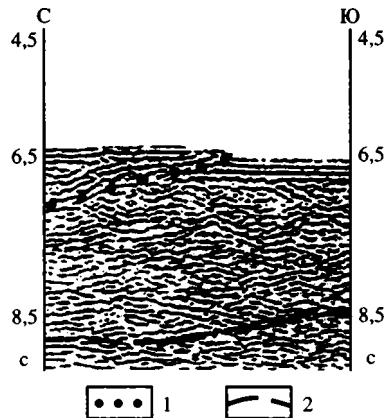
**Рис. 1.8.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 2/86 в районе 15°30' с.ш.

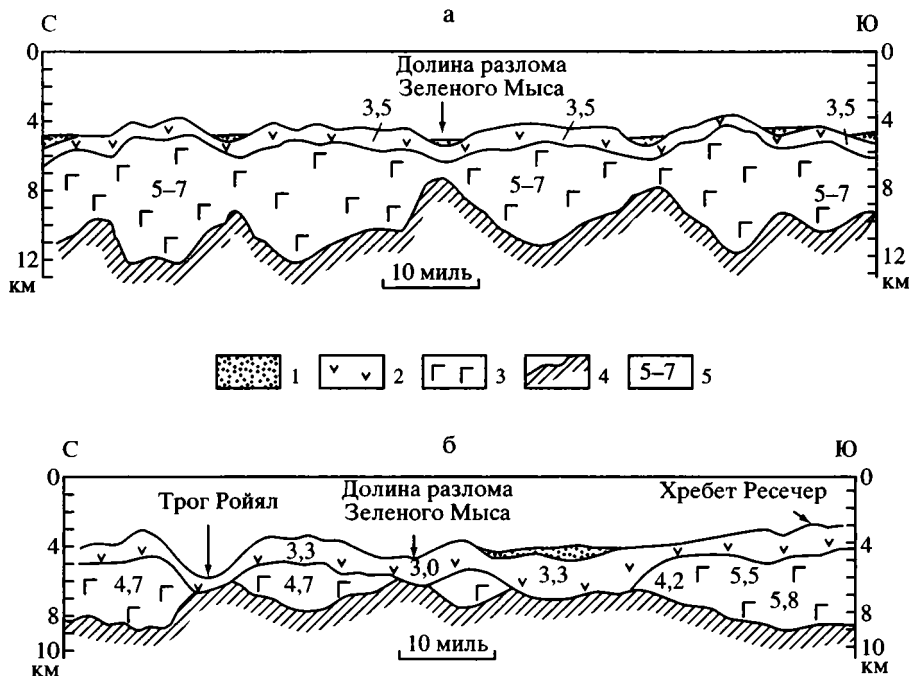
1 – надвиг, затрагивающий осадки; 2 – поверхность М по данным перебора МОГТ

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

Геологическая интерпретация профиля представляется в следующем виде. Ступенчатые драгировки по профилю (см. рис. 1.3, сечение I) показали, что нижняя часть северного борта долины разлома сложена габброидами, базальтами и долеритами, а гипсометрически выше располагаются серпентинизированные гарцбургиты. На южном борту также выделяется два комплекса: нижний, состоящий из базальтов, и верхний – из габбро и сильно тектонизированных пироксенитов. Верхние комплексы находятся, вероятно, в аллохтонном залегании, а выделяющиеся на сейсмическом разрезе наклонные горизонты, скорее всего, представляют собой надвиги. Наличие этих надвигов обусловило чешуйчато-надвиговую структуру трансверсивных хребтов. Чешуи имеют размеры от первых километров до 10 км и более и сложены серпентинизированными гарцбургитами, габброидами и пироксенитами. Подобная ситуация может иметь место не только в трансверсивных хребтах зоны разлома. В частности, на южном борту депрессии, расположенной непосредственно к северу от зоны разлома Зеленого Мыса, в верхней части временного разреза отчетливо проявлен надвиг, плоскость которого полого наклонена на север. На северном окончании профиля, в 90 км от оси долины разлома, хорошо виден надвиг, затрагивающий даже осадки 1-го слоя (рис. 1.8).

Как отмечалось выше, средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в первой толще оценивается приблизительно в 3,5 км/с. Вероятно, эта цифра отражает лишь некое среднее значение скоростей в различных типах пород, слагающих толщу. В породах, драгированных в пределах трансверсивных хребтов разлома Зеленого Мыса, измеренные скорости сейсмических волн значительно варьируют: от 3,4 км/с – в серпентинизированных ультрамафитах до 6,7 км/с – в габброидах [Разницин, Звягинцев, 1990]. При этом до 60% пород в драгах составляют серпентиниты и серпентинизированные ультрамафиты, поднятые чаще всего с верхних частей трансверсивных хребтов. В ультрамафитах вообще имеет место тенденция к резкому уменьшению скоростей по мере прогрессивной серпентинизации от мантийных значений (около 8 км/с) до 3–4 км/с [Christensen, 1972]. По общепринятой же классификации рассчитанное значение скорости 3,5 км/с соответствует верхней части 2-го геофизического слоя океа-





**Рис. 1.9.** Глубинные разрезы литосферы по профилям 2/86 (а) и 3/86 (б)

1 – осадочная толща; 2 – первая толща (геофизический слой 2А); 3 – вторая толща (слои 2В, 2С и 3); 4 – поверхность Мохоровичича; 5 – значения скоростей продольных сейсмических волн, км/с

нической коры [Houtz, Ewing, 1976]. Вторая толща по той же классификации может рассматриваться как нижняя часть 2-го и 3-й слой. По аналогии с разрезами офиолитовых комплексов, следуя опять-таки общепринятым схемам, верхняя часть второй толщи может быть представлена образованиями дайкового комплекса, сменяющегося вниз по разрезу габброидами и породами полосчатого комплекса. Скорости сейсмических волн, которые были измерены в образцах габброидов с кумулятивными структурами, относимых к полосчатому комплексу, составляют 6,67–6,95 км/с [Разницын, Звягинцев, 1989, 1990], что хорошо согласуется с интервалом скоростей во второй толще. В строении этой толщи могут принимать участие также серпентинизированные ультрамафиты и амфиболиты: скорости сейсмических волн, измеренные в образцах драгированных пород, составляют, соответственно, 5,19 и 5,93–6,56 км/с. Подошва второй толщи рассматривается в качестве границы Мохоровичича, ниже которой залегают образования верхней мантии.

Переход от временного разреза к глубинному без достаточно надежной информации о сейсмических скоростях в значительной степени условен, однако какие-то общие представления о глубинах залегания различных толщ корового разреза, по-видимому, можно составить. Мощность коры по профилю меняется от минимальных значений около 2–3 км под долиной разлома Зеленого Мыса до 8 км под трансверсивными хребтами; под депрессиями мощность уменьшается до 3,4–4 км, под поднятиями увеличивается до 9 км (рис. 1.9). Т.е. имеет место явная тенденция к образованию “корней” под позитивными структурами и резкое уменьшение мощности коры под депрессиями, особенно под разломной долиной.

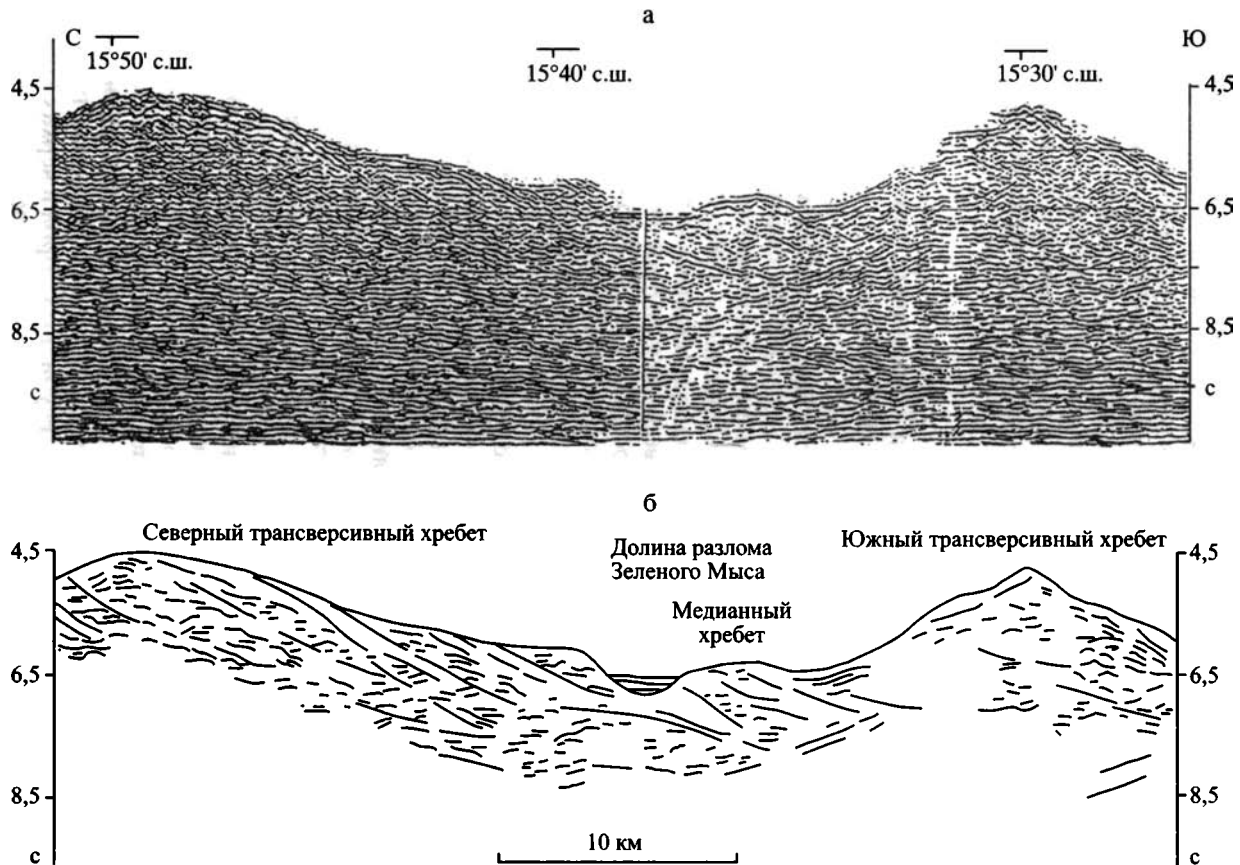
Таким образом, основываясь на данных ступенчатого драгирования и многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ, можно утверждать, что трансверсивные хребты зоны разлома Зеленого Мыса, по крайней мере в районе рассмотренного профиля, имеют чешуйчато-надвиговое строение, с падением сместителей навстречу друг другу, в сторону оси разломной долины. Таким образом, плоскости надвигов имеют субширотную ориентировку, перпендикулярную оси САХ. Распределение различных типов пород в пространстве, наличие ультрамафитов и габбро в верхних частях нарушенного разреза коры, повсеместная интенсивная тектонизация пород и деформации, реализовавшиеся в обстановке сильного неоднородного сжатия – все это свидетельствует о тектонических соотношениях фрагментов различных комплексов, слагающих пакет пластин и чешуй, и позволяет говорить о тектонической расслоенности корового разреза не только внутри зоны разлома, но и на значительном удалении (порядка 100 км) к северу и к югу от нее.

### **Глубинное строение разлома на западном фланге САХ по данным МОВ ОГТ**

Элементы тектонической расслоенности коры и верхов мантии устанавливаются и в пределах западного фланга САХ в 160 км западнее зоны сочленения разлома Зеленого Мыса с северным сегментом рифтовой долины, где располагается профиль МОВ ОГТ 3/86 [Строение..., 1989; Разницин, 1995]. Профиль пересекает в меридиональном направлении по 48°30' з.д. три широтно ориентированные структуры (с севера на юг): трог Ройял, разлом Зеленого Мыса и хребет Ресечер. Длина профиля 170 км. Рельеф дна в пределах профиля отличается большой контрастностью: глубина трого Ройял достигает 6 км, а наиболее возвышенная часть хребта Ресечер располагается на отметках около 1500 м.

Зона разлома Зеленого Мыса в районе профиля морфологически выражена в виде депрессии (долины разлома) субширотного простирания шириной около 10 км и обрамляющих ее с севера и с юга трансверсивных хребтов. Долина имеет плоское днище за счет заполнения осадками, мощностью 300–400 м; ее глубина составляет 4500 м. В центральной части долины разлома прослеживается медианный хребет шириной по основанию около 5 км, возвышающийся над ее днищем на 300 м. Ширина трансверсивных хребтов 45–60 км. Минимальные отметки глубин над северным хребтом, возвышающемся над разломной долиной на 2200–2800 м, составляют 2600 м.

На фрагменте профиля в районе зоны разлома выделяются протяженные (до 10 км и более) отражающие горизонты, секущие всю консолидированную кору и прослеживающиеся в верхней мантии (рис. 1.10) Под северным трансверсивным хребтом основная их масса наклонена на юг, в сторону разломной долины. В верхней части этого хребта в районе профиля драгированы серпентинизированные гарцбургиты, катаклазированные габбро и полосчатые троктолиты. Появление этих глубинных пород в верхах корового разреза, по нашему мнению, обусловлено тектоническим скупиванием глубинных масс, реализовавшимся в чешуйчато-надвиговой структуре трансверсивного хребта. Дешифрируемые на сейсмическом разрезе отражающие горизонты представляют собой надвиги, по которым фрагменты мантийного дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов выведены к поверхности дна.



**Рис. 1.10.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 3/86 через зону разлома Зеленого Мыса на западном фланге САХ (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 1.7

Замечательной особенностью данного района является сильно редуцированная мощность коры с подъемом границы М до глубин 6 км ниже уровня моря под долиной разлома Зеленого Мыса и линзовидный характер распределения толщи со скоростями 4,2–5,8 км/с. Третий геофизический слой здесь вообще отсутствует, и вулканические породы со скоростями 4,2–5,8 км/с непосредственно перекрывают мантийные образования со скоростями 7,8–8,0 км/с под трогом Ройял, в разломной долине и под участком между южным трансверсивным хребтом и хребтом Ресечер (см. рис. 1.9, б). Такая картина является сильным аргументом в пользу регионального растяжения коры в меридиональном направлении в рассматриваемой части САХ. К аналогичному выводу пришли ранее У. Роест и Б. Коллет, рассматривая систему трог Ройял – хребет Ресечер в качестве вулканотектонического комплекса растяжения [Roest, Collette, 1986].

### **Западный фланг разлома**

Вблизи Малоанtilьской островной дуги на простирании разлома Зеленого Мыса располагаются подводные хребты Барракуда и Тибурон. Некоторые исследователи рассматривают хребет Барракуда в качестве западного продолжения этого разлома [Roest, Collette et al., 1986]. Топография хребта совместно с гравиметрическими данными спутниковой альтиметрии указывают на интенсивное сжатие в меридиональном направлении в районе этой структуры. Об этом же говорят фокальные механизмы двух крупных землетрясений непосредственно к северу от хребта [Bergman, 1986]. Плитотектонические реконструкции показывают существование в указанном районе фазы растяжения, сменившейся режимом сжатия в третичное время. При этом второй геофизический слой здесь отсутствует, а граница М под хребтом Барракуда оказалась поднята на 2–4 км по сравнению со смежными районами [Morris et al., 1993]. Среднеэоценовые–верхнеолигоценые турбидиты на склоне хребта Тибурон располагаются на 800 м выше уровня смежной абиссальной плиты. Следовательно, поднятие произошло в постолигоценое время.

По данным ГСЗ, граница М со скоростями 7,9–8,4 км/с под абиссальной равниной залегает на глубине 14 км ниже уровня моря, но под хребтом Барракуда она испытывает подъем до глубин порядка 10 км [Birch, 1970]. Характер этой границы свидетельствует об отсутствии “корня” под хребтом, т.е. фиксируется нарушение изостазии на этом участке. Изостатическая неуровновешенность компенсируется сжатием в зоне сочленения океанической коры Атлантики с Малоанtilьской островной дугой [Зинкевич, Магакян, 1990]. Формирование хребтов Барракуда и Тибурон объясняется сжатием океанической коры. При этом происходило выжимание на поверхность различных ее фрагментов в виде тектонических пластин и чешуй. Подъем границы М под хребтом Барракуда связывается с пологим надвигом, плоскость которого наклонена в юг–юго-западном направлении. Океаническая кора перед фронтом Малоанtilьской дуги представляет собой в этом случае систему пологих чешуй, погружающихся в юго-западном направлении. Во фронтальных частях этих чешуй, выраженных хребтами Барракуда и Тибурон, обнажаются нижние горизонты океанической коры (там же).

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

## РАЗЛОМ КЕЙН

Расположенная к северу от разлома Зеленого Мыса крупная разломная зона Кейн (смещение по разлому составляет около 150 км) пересекает осевую часть САХ приблизительно по  $24^\circ$  с.ш. Это один из самых изученных разломов Атлантики. Наибольший интерес представляет область восточного сочленения рифт–разлом. Драгирование, глубоководное бурение и геологическая съемка с погружаемых подводных аппаратов выявили здесь явные признаки наличия фрагментов тектонически расслоенной коры и верхней мантии. Несмотря на то, что данный разлом нами непосредственно не изучался, имеющийся обильный литературный материал позволяет сделать именно такие выводы.

### Внутреннее угловое поднятие

Геологические наблюдения с борта ПОА “NAUTILE” в пределах внутреннего углового поднятия в районе восточного сочленения рифт–разлом и северного склона южного трансверсивного хребта между  $45$  и  $45^\circ 40'$  з.д. [Auzende et al., 1994] выявили сложное тектоническое строение этих структур с явными признаками тектонической расслоенности.

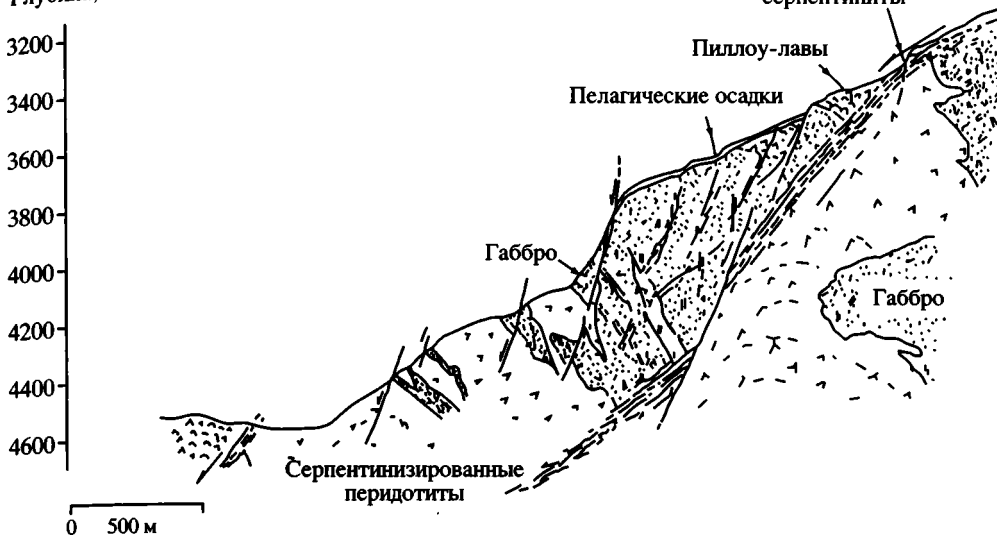
Восточный склон внутреннего углового поднятия, обращенный к нодальной впадине и рифтовой долине, по данным погружений сложен преимущественно габброидами. Последние прослеживаются от днища нодальной впадины, от глубин 6100 м до отметок 2200 м. Нижняя часть разреза представлена массивными габброидами, а верхняя сложена интенсивно деформированными, среди которых отмечаются выходы серпентинизированных ультрамафитов. Весь разрез разбит сбросами, параллельными минеральной уплощенности в габброидах и простирающимися в субмеридиональном (до северо-западного) направлении, с углами падения  $25$ – $50^\circ$  на восток. Разломы широтной ориентировки с крутыми углами падения (более  $50^\circ$ ) зафиксированы в основании склона, обращенного в сторону разломной долины. В самой верхней части склона на глубинах менее 2200 м габброиды перекрыты базальтами (пиллоу-лавы и массивные потоки), прорванными одиночными долеритовыми дайками.

Северный склон углового поднятия, являющийся составной частью южной стенки разломной долины, построен значительно сложнее. Основание разреза здесь сложено массивными базальтами, пиллоу-лавами и долеритовыми дайками, рассеченными широтно ориентированными разломами. Выше, между отметками 3200 и 2600 м, фиксируется мощная тектоническая зона, сложенная серпентинитами, габброидами и базальтами и рассеченная широтно ориентированными разломами, полого наклоненными на север, в сторону разломной долины. Для всей зоны в целом типичны интенсивный катаклаз пород и метаморфизм габброидов и базальтов не выше зеленосланцевой фации, а на глубине 2800 м наблюдалась грандиозная зона милонитизации. Вершина углового поднятия (глубины менее 2500 м) сложена базальтами и ассоциированными с ними долеритовыми дайками, перекрытыми маломощными осадками.

Западный край массива внутреннего углового поднятия в интервале глубин 3500–1200 м целиком сложен базальтами, как массивными, так и с подушечной отдельностью, и долеритовыми дайками. Дайки простираются в субмеридиональном направлении параллельно рифтовой долине. Верхняя часть разреза в интервале 2500–1100 м рассечена сбросами широтного простиранья и субмеридиональными.



Глубина, м



**Рис. 1.11.** Геологический разрез южной стенки разломной долины Кейн на  $45^{\circ}15'$  з.д. по данным погружений ПОА "Наутилус", по [Auzende et al., 1994]

Из приведенного описания подводных маршрутов совершенно ясно, что массив внутреннего углового поднятия в зоне сочленения разлома Кейн с южным сегментом рифта имеет сложное гетерогенное строение с явными признаками чешуйчато-надвиговой структуры. Отдельные его уровни представляют собой относительно полные фрагменты верхней части океанической коры, совмещенные в едином разрезе. В пределах северного склона поднятия наблюдаются: инвертированный (перевернутый) разрез (базальты залегают в его основании, под габброидами) и элементы тектонического сдвигания (в верхней части разреза снова появляются базальты). Скважины ODP 921–924, пробуренные в верхней части восточного склона углового поднятия, на глубинах всего 14–82 м под дном вскрыли габброиды с явно выраженными метаморфическими и деформационными текстурами, а скв. 670 – серпентинизированные ультрамафиты.

Погружения на южной стенке разлома Кейн, непосредственно к западу от рассмотренного выше углового поднятия, выявили сходную с внутренним угловым поднятием структуру с последовательностью от свежих ультрамафитов и серпентинитов в низах разреза до габбро и базальтов в верхах, которая только на первый взгляд кажется таковой. Видимая мощность разреза составляет около 1500 м. Обширные обнажения верхнемантийных ультрамафитов и метагаббро (флазер-габбро и амфиболиты) приурочены к плоскости крупного разлома, наклоненного под углом  $45^{\circ}$  на север, в сторону долины разлома Кейн (рис. 1.11). Ультрамафиты местами интенсивно деформированы и прорваны многочисленными дайками габбро, количество которых увеличивается вверх по склону. В верхней части разреза располагаются базальты. Субгоризонтально залегающие рассланцованные серпентиниты наблюдались выше этих базальтов на глубине 3320 м. Весь разрез рассечен большим количеством субширотных и субмеридиональных разломов того же типа, что наблюдались в пределах углового поднятия.

## Южный сегмент рифтовой долины и смежные участки САХ

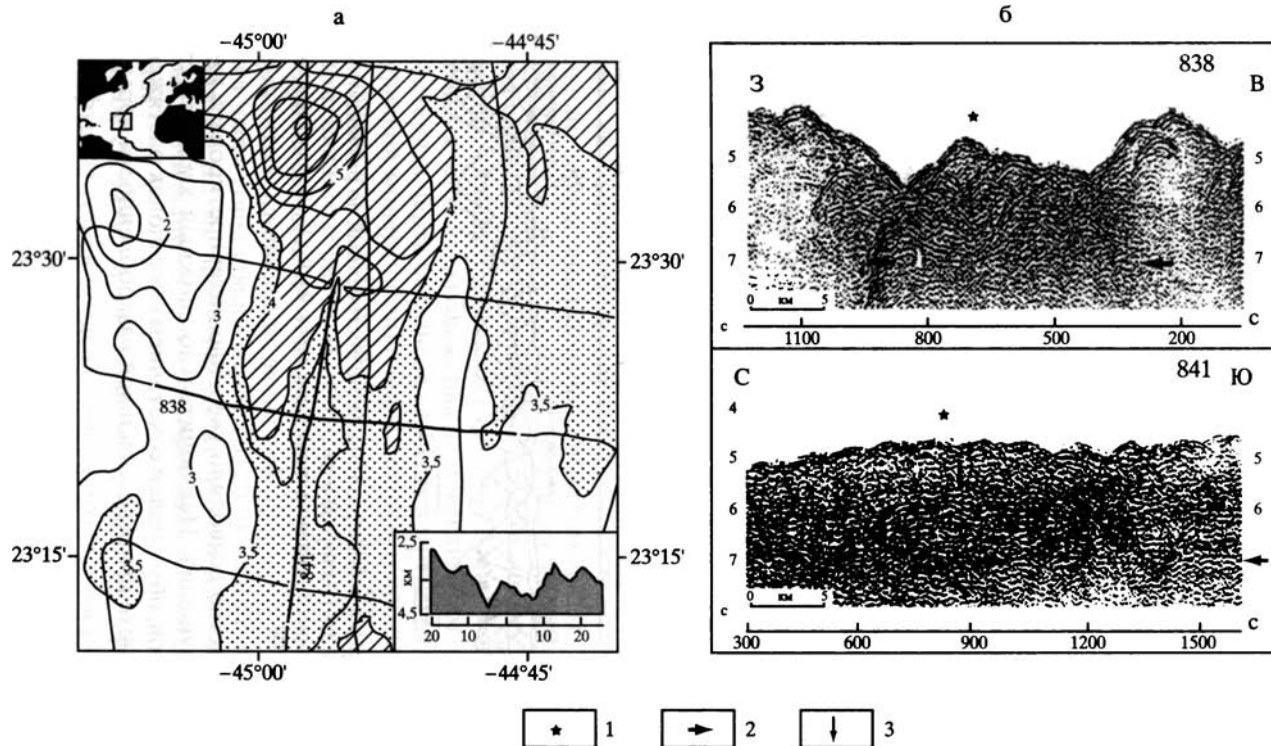
В обширном районе к югу от разлома Кейн, в гребневой части САХ между 22° и 24° с.ш., установлена прямая корреляция выходов ультрамафитов и серпентинитов с положительными остаточными гравитационными аномалиями [Cannat et al., 1995]. В первую очередь это относится к рассмотренному выше району восточного сочленения рифт–разлом Кейн. Мантийные образования, обнаруженные на небольших глубинах под океаническим дном бурением и драгированием на значительном (более 100 км) удалении от рифтовой зоны САХ, также приурочены к областям распространения таких аномалий. Эти области, в свою очередь, тяготеют к районам развития абиссальных холмов и крупных эскарпов и занимают не менее 30–40% рассмотренной территории. В данном случае просматривается некая аналогия с офиолитовыми аллохтонами на суше: ультрамафиты всегда слагают наиболее возвышенные участки рельефа.

Два выхода серпентинитов были закартированы на западной стенке рифтовой долины при погружениях подводного аппарата “Алвин” [Karson et al., 1987]: один на 23°10' с.ш., другой в 20 км к югу. Последний был разбурен скв. DSDP 109, вскрывшей серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты. Все породы несут признаки высокотемпературных пластических деформаций в условиях мантии. Различная ориентировка минеральной уплощенности на разных уровнях скважины свидетельствует о вращении изолированных блоков, погруженных в матрикс расланцованных серпентинитов [Mével et al., 1991].

Впоследствии, при погружениях ПОА “NAUTILE”, еще южнее, на 23°20' с.ш., на западной стенке рифта в интервале глубин 3700–3100 м был обследован небольшой холм, сложенный интенсивно расланцованными серпентинизированными перидотитами. Плоскости расланцевания полого (20–40°) наклонены на восток, в сторону осевой части рифтовой долины, и рассечены многочисленными сбросами той же ориентировки. Сбросовые эскарпы в свою очередь расслаиваются более пологими разломами (надвигами. – Ю.Р.).

В сегменте рифтовой долины, в 30 км к югу от разлома Кейн, располагается активное гидротермальное поле Снейк-Пит. Оно приурочено к возвышающемуся над дном рифта на 500 м и протягивающемуся на 40 км небольшому хребту, сложенному базальтами. Базальты явно не “нулевого” возраста. Отсутствие вторичных изменений в породах, наличие тонкой корочки Fe-Mn-окислов на поверхности базальтов и их легкая припорошенность осадками говорят о том, что возраст этих пород составляет первые тысячи лет. Таким образом, современная вулканическая деятельность здесь отсутствует. Это положение нашло отражение на профилях МОВ ОГТ, заложенных непосредственно в районе гидротермального поля. Какие-либо признаки магматической камеры на широтном профиле здесь не обнаружены [Detrick et al., 1990] (рис. 1.12, профиль 838).

Сейсмические работы были поставлены в точном соответствии с методикой, отработанной в западной части Северной Атлантики, в районе разлома Блейк Спур, где в мезозойской коре были выявлены многочисленные наклонные рефлекторы, раслаивающие коровый разрез (см. ниже). На продольном профиле, проходящем непосредственно через поле Снейк Пит, выявлен четкий рефлектор, наклоненный на север под углом 30–40° (см. рис. 1.12, профиль 841). По аналогии с другими районами Атлантики, где такие отражающие горизонты обычно связывают с тектоническими нарушениями, наличие этого рефлектора можно увязать с тектоническим расслоением коры под рифтовой долиной



**Рис. 1.12.** Местоположение сейсмических профилей МОВ ОГТ в районе MARK (а) и временные разрезы профилей 838 и 841 (б), по [Detrick et al., 1990]

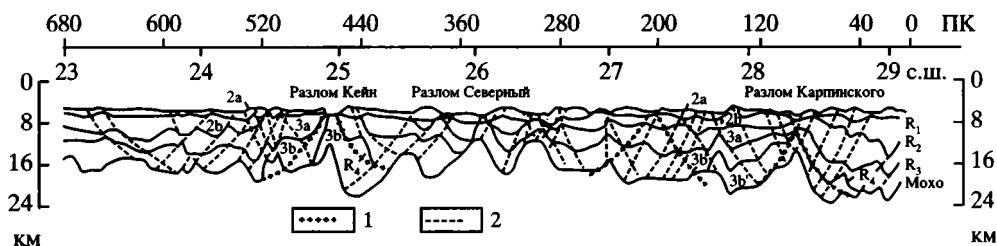
1 – активное гидротермальное поле Снейк-Пит; 2 – поверхность М; 3 – наклонный отражающий горизонт внутри коры

в направлении, параллельном оси САХ (хотя авторы профиля по ряду косвенных соображений считают его артефактом, появление которого связано с боковыми отражениями от неровностей сильно расчлененного рельефа).

Таким образом, строение восточного сочленения рифт–разлом Кейн и сегмента рифтовой долины непосредственно к югу от него до деталей сходно с сегментом САХ между 14 и 15° с.ш. (восточное сочленение рифт–разлом Зеленого Мыса и расположенный южнее сегмент рифта). В обоих районах устанавливается чешуйчато-надвиговое строение угловых поднятий, а в сегментах рифтовой долины, расположенных южнее, мантийные ультрамафиты, обнажающиеся в бортах рифта, выведены к поверхности по пологим глубинным срывам. И там и здесь присутствуют активные гидротермальные поля: в районе разлома Зеленого Мыса они связаны с ультрамафитами, а в районе разлома Кейн – с базальтами.

### Западный фланг разлома

Элементы тектонической расчлененности в зоне разлома Кейн выявлены также на западном фланге САХ. На временном разрезе всего 700-километрового профиля МОВ–ГСП, пересекающего этот разлом в его западной “неактивной” части, а также два разлома к северу от него, выделяются многочисленные наклонные рефлекторы, выполаживающиеся вниз и примыкающие к поверхности М по касательной, иногда пересекая эту поверхность и продолжаясь в верхи мантии [Белоусов и др., 1993]. Они наклонены в северном и южном направлениях и следятся, начиная со ступеней в рельефе фундамента (рис. 1.13).



**Рис. 1.13.** Глубинный разрез в районе разлома Кейн, построенный по результатам интерпретации данных МОВ–ГСП, по [Белоусов и др., 1993]

1 – наклонные рефлекторы; 2 – границы аномальных слоев; R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub>, R<sub>4</sub> – субгоризонтальные отражающие горизонты. Пикеты

Последнее обстоятельство позволило уверенно интерпретировать их в качестве тектонических нарушений. Исключительно сложный характер структуры, по мнению этих авторов, обусловлен сочетанием обстановок растяжения и сжатия, что в конечном счете привело к сильной раздробленности коры.

### РАЗЛОМЫ МАРАФОН И МЕРКУРИЙ

Разломы Марафон и Меркурий, расположенные между разломами Зеленого Мыса и Вима, смещают сегменты рифтовой долины на 110 и 40 км, соответственно, и отстоят друг от друга на расстояние всего 50 км. Они пересекают осевую часть САХ на 13 и 12° с.ш. Эти сближенные разломные зоны изучались на-

ми в 9-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 1990 г. [Пушаровский, Разницын и др., 1991; Разницын и др., 1991; Кепежинскас и др., 1991б]. Комплекс геолого-геофизических исследований включал эхолотную и магнитную съемки, непрерывное и многоканальное сейсмическое профилирование и драгирование (54 удачные драгировки).

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

С нижних частей склонов поднятия внутреннего угла (с цоколя горы Ферсмана), расположенного в узле пересечения северного сегмента рифтовой долины с разломом Марафон, драгированы главным образом базальты, а в основании северного склона поднятия (или с нижней части восточного склона рифта) подняты сильно серпентинизированные ультрамафиты [Разницын и др., 1991]. Общей особенностью пород цоколя является преобладание сильноизмененных и тектонизированных образований: базальты пронизаны прожилками хлорита, эпидота, кварца, кальцита, волокнистого амфибола; тектонизация проявлена в многочисленных зеркалах скольжения по поверхностям скола, микробудинаже. Самая характерная черта базальтов из низов разреза горы Ферсмана – наличие в них сульфидной минерализации вкрапленного и прожилкового типов. Количество сульфидов в отдельных образцах достигает 5% от объема породы (там же). В целом, нижние горизонты поднятия сложены породами, ранее имевшими более глубокое залегание и выведенными в более высокие горизонты разреза в результате тектонических движений.

Верхняя часть горы представляет собой вулкан центрального типа, о чем свидетельствуют ее морфология, свежесть верхних базальтов, залегающих выше сильно измененного и тектонизированного ультрабазит-базальтового фундамента.

Еще одной структурой, где была обнаружена сульфидная минерализация, является рифтовая гора в пределах западного склона рифтовой долины, приблизительно в 30 км к северо-западу от вершины горы Ферсмана [Разницын и др., 1991]. С ее склона подняты базальты, долериты, габброиды, ультрамафиты и различные брекчии, состоящие из обломков перечисленных выше пород, сцементированных кварцем. В кварцевом агрегате цементирующей массы встречаются ярко-зеленый медистый минерал атакамит и изометричные выделения пирита.

Позднее ультрамафиты были подняты и непосредственно с вершины этой горы, где к тому же был выявлен участок активной гидротермальной деятельности [Судариков и др., 2001]. Мы с удовлетворением отмечаем, что именно в том районе, где в 1990 г. нами была обнаружена сульфидная минерализация в ультрамафитах и базальтах [Разницин и др., 1991], спустя 10 лет нашими коллегами из “ВНИИОкеангеологии” был открыт новый район гидротермальной активности в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта на 13° с.ш., а в 2003 г. – активное гидротермальное поле, связанное с ультрамафитами [Бельтнев и др., 2003].

Таким образом, в сегменте рифтовой долины к северу от разломной зоны Марафон глубинные породы, в том числе и ультрамафиты, выведены в самые верхние горизонты корового разреза. Хотя геологических данных по этому району явно недостаточно, тем не менее бросается в глаза его сходство с рассмотренным выше участком к югу от восточного сочленения рифт – разлом Зеленого Мыса. Так же как в пределах поля Логачева на 14°45′ с.ш., современная гидротермальная активность вблизи разлома Марафон отчасти ассоциируется с выходами серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов. Последние в свою очередь маркируют участки тектонически расслоенной коры.

Для рифтовой долины между разломами Зеленого Мыса и Марафон, протягивающейся вдоль 45° з.д., в целом характерно отсутствие свежих базальтов [Пушаровский, Разницин и др., 1991]. Спрединг здесь реализуется в условиях растяжения коры при дефиците бюджета магмы. Глубинные породы при этом выведены на поверхность дна в бортах рифта в виде тектонических чешуй и блоков.

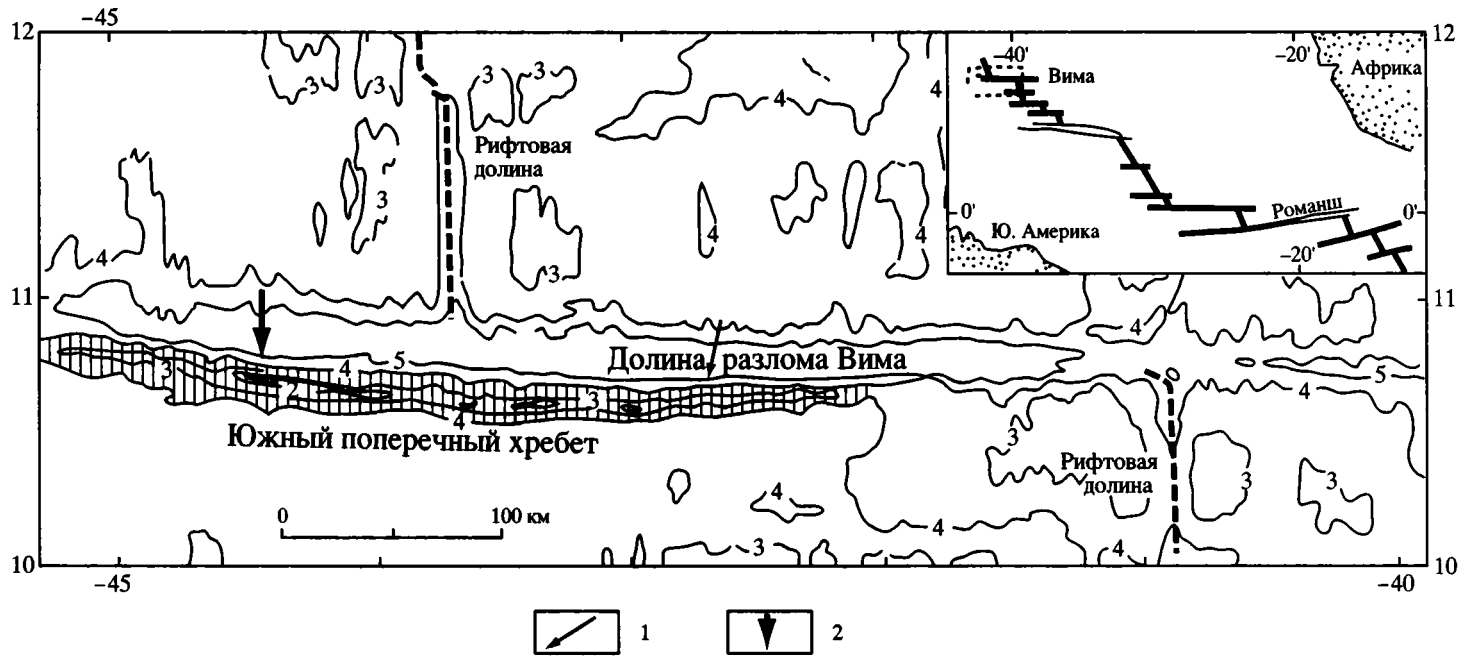
К сожалению, данные о глубинной структуре разломов Марафон–Меркурий отсутствуют, а наши материалы сейсмопрофилирования МОВ ОГТ остаются пока не полностью обработанными.

## РАЗЛОМ ВИМА

Непосредственно к югу от разлома Меркурий располагается зона разлома Вима, пересекающая САХ приблизительно по 11° с.ш. и смещающая сегменты рифтовой долины на 320 км (рис. 1.14) Это одна из самых крупных разломных структур в Центральной Атлантике и, в то же самое время, достаточно полно изученная геолого-геофизическими методами.

В последнее время интерес исследователей к данной разломной зоне заметно активизировался из-за обнаружения здесь достаточно редкой для Мирового океана “нормальной” последовательности пород верхней части океанической литосферы (снизу вверх по разрезу): верхнемантийные ультрамафиты, габбро, образования дайкового комплекса и базальты. Вся совокупность данных, имеющих на сегодня, как литературных, так и оригинальных, полученных в самое последнее время, позволяет достаточно обоснованно рассмотреть структуру отдельных участков зоны разлома Вима, в первую очередь – строение южного трансверсивного хребта.

Морфология зоны разлома Вима в межрифтовой (активной) части характеризуется разломной долиной глубиной 5000 м и шириной 10–20 км с выровненным рельефом дна за счет заполнения мощной, до 1500 м, толщей осадков. Разломная долина с севера и с юга обрамляется трансверсивными хребтами. Западная часть южного поперечного хребта представляет собой аномально поднятый узкий (25–30 км) блок океанической литосферы протяженностью бо-



**Рис. 1.14.** Схема расположения района работ в зоне разлома Вима  
 1 – район полигона “Наутилус”; 2 – профиль МОВ ОГТ в пассивной части разлома Вима, приведенный на рис. 1.15

лее 320 км. Как аномальная структура эта часть хребта была выделена Э. Бонатти [Bonatti et al., 1983], и именно она обычно рассматривается в литературе под названием “Vema Transverse Ridge” (трансверсивный хребет зоны разлома Вима). Последний резко выделяется из структур такого типа по высоте, более чем на 3 км превышая уровень, соответствующий модели термальной контракции [Bonatti et al., 1994]. Аномальный хребет начинается в западной, “пассивной”, части разлома и прослеживается на восток, образуя большую часть межрифтового, “активного”, отрезка разлома. Наиболее широкий и мелководный (минимальная глубина 450 м) отрезок длиной 120 км располагается в “пассивной” части разлома, к западу от северного сочленения рифт–разлом. Восточнее этого сочленения хребет постепенно сужается и резко обрывается приблизительно в 100 км к западу от южного сегмента рифта; прослеживаясь далее на восток в виде обычного поперечного поднятия.

Геологические работы на французском пилотируемом аппарате “NAUTILE” проводились на северном склоне южного хребта в районе 42°42′ з.д., соответственно, в 110 и 190 км от западного и восточного сочленений рифт–разлом, где и было обнаружено ненарушенное сечение океанической литосферы [Auzende et al., 1988]. Подробное описание трасс погружений ПОА “NAUTILE” приводится в работе М. Кэннет с соавторами [Cannat et al., 1991] и позволяет составить достаточно полное представление о структуре северного склона южного трансверсивного хребта.

В строении нижней части северного склона хребта принимают участие серпентинизированные мантийные ультрамафиты, переслаивающиеся с рассланцованными амфиболитами. При этом ультрамафиты и амфиболиты слагают тектонические чешуи (slices), разделенные широтными разломами (сдвигами в интерпретации авторов), на отдельных участках активными и в настоящее время. Видимая мощность этой части разреза не менее 1000 м.

Южнее этого сильно тектонизированного региона (выше по склону) склон резко выполаживается, и здесь представлена габбровая часть разреза с видимой мощностью около 500 м. Нижний контакт габброидов с ультрамафитами непосредственно не наблюдался, однако в его тектонической природе никто не сомневается. Выше по склону (и по разрезу) последний снова становится очень крутым и в этом районе фиксируются образования дайкового комплекса с видимой мощностью 750–1000 м. Простирание даек преимущественно меридиональное, параллельно оси Срединно-Атлантического хребта. При этом участники погружений указывают, что контакты между габбро и дайковым комплексом скорее всего тектонические и также приурочены к субширотным разломам, представленным, по их мнению, сдвигами.

Дайковый комплекс перекрывается так называемым переходным, состоящим из потоков массивных базальтов и пиллоу-лав, базальтовых брекчий и отдельных роев даек с видимой мощностью 60–300 м.

Верхняя часть склона хребта, а, соответственно, и верхи разреза, слагается преимущественно базальтами с видимой мощностью 280–420 м. Авторы неоднократно подчеркивают, что истинные мощности дайкового и экструзивного комплексов не могут быть определены из-за сильной нарушенности этой части разреза разломами, в том числе и вертикальными, с амплитудой до нескольких сотен метров. Обращается внимание также на значительную латеральную неоднородность верхней части разреза, обусловленную тектоническими причинами, и даже на наличие тектонических чешуй, состоящих из лавовых потоков.

Таким образом, видимая мощность корового разреза (габбро, дайковый комплекс и базальты) составляет около 2000 м, т.е. около половины от мощно-



сти разреза “нормальной” океанической коры. При этом контакты между различными типами пород полого наклонены в южном направлении.

В отличие от северного склона трансверсивного хребта, где вскрыт практически полный разрез океанической коры, южный построен весьма просто: по данным драгирования он целиком сложен базальтами [Fabretti et al., 1998].

По результатам драгировок в районе несколько восточнее полигона “NAUTILE” установлено наличие гнейсовидных амфиболитов в ассоциации с серпентинитами и различными типами габбро: слегка уралитизированное габбро, нориты, флазер-габбро и милонитизированное габбро. Протолитом для амфиболитов служили габброиды, а их перекристаллизация имела место в условиях интенсивного стресса [Honnorez et al., 1984]. Авторы особо подчеркивают, что эти породы по структурно-текстурным признакам и минеральному парагенезу являются именно амфиболитами, сформированными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при  $T = 550\text{--}600$  °С. При этом амфиболиты были подняты с глубины 3000 м, тогда как метагабброиды и флазер-габбро – с глубин 2000–3000 м, т.е. амфиболиты залегают в основании габброидов.

Возраст амфиболитов, определенный К-Аг методом по амфиболам и плагиоклазу, составляет 10 млн лет, а по U-He методу –  $10 \pm 2$  млн лет. Таким образом, два независимых радиоизотопных метода дали одинаковый результат, что увеличивает достоверность датировок (там же).

В 1998 г. южный борт разлома Вима был детально опробован к западу и к востоку от района погружений “NAUTILE” между  $42^\circ$  и  $43^\circ 40'$  з.д. на протяжении около 180 км в ходе совместной Итало-Российской геолого-геофизической экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” (19-й рейс). При этом изучалась преимущественно нижняя часть склона, сложенная мантийными и нижнекоровыми породами [Пейве, Савельева и др., 2001].

Значительную группу среди драгированных пород составляют метаморфические амфиболовые ультрамафиты. Аналогичные породы выявлены пока только в зоне разломов Сан-Пауло, на скалах Св. Петра и Павла, где они слагают вершинную часть трансверсивного хребта. По текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу выделяется несколько типов протолита для этих пород: шпинелевые ультрамафиты, плагиоклазовые лерцолиты и породы полосчатой (переходной) серии – дуниты, верлиты, клинопироксениты и плагиоклаз-пироксен-оливиновые кумуляты. В ассоциации с амфиболсодержащими ультрамафитами присутствуют мантийные реститы (гарцбургиты и дуниты) и габброиды, включающие габбро, оливковое габбро, габбро-нориты и кварцевое габбро. При этом габброиды располагаются на более высоком гипсометрическом уровне, слагая среднюю часть склона. Амфиболовые ультрамафиты драгированы в зоне контакта ультрамафитов и габбро и пространственно ассоциируют с зонами деформаций на границе кора–мантия. Отличительной особенностью этой области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в plutonических породах.

Из всего разнообразия контактов ультрамафитов и габбро заметное, если не преобладающее, место занимают сильно тектонизированные, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и в габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. При этом наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и последующего снижения температур и возрастающего стресса – от протогранулярных и бластомилонитовых до ультрамилонитовых и сланцеватых (там же). Отмечается также присутствие зон низкотемпературных метаморфитов, сложенных разнообразными сланцами с многочисленными зеркалами скольжения.

Примечательно также наличие среди поднятого каменного материала легко узнаваемых фрагментов мономиктового серпентинитового меланжа – уплотненных “окамышей” серпентинизированных ультрамафитов и габбро, покрытых серпентинитовой “рубашкой”, поверхность которой представляет собой зеркало скольжения.

По данным погружений “NAUTILE”, габброиды на глубине 3600 м перекрываются горизонтально залегающей толщей консолидированных известняков. Микропалеонтологический анализ последних показал, что они содержат хорошо сохранившиеся остатки нанофлоры, планктонных фораминифер и радиолярий [Aurby et al., 1992]. Возраст толщи, определенный по всему комплексу органических остатков, укладывается в интервал 10–4,1 млн лет (поздний миоцен – ранний плиоцен). Отсюда следует, что вывод к поверхности дна глубинных пород имел место около 10 млн лет тому назад (там же).

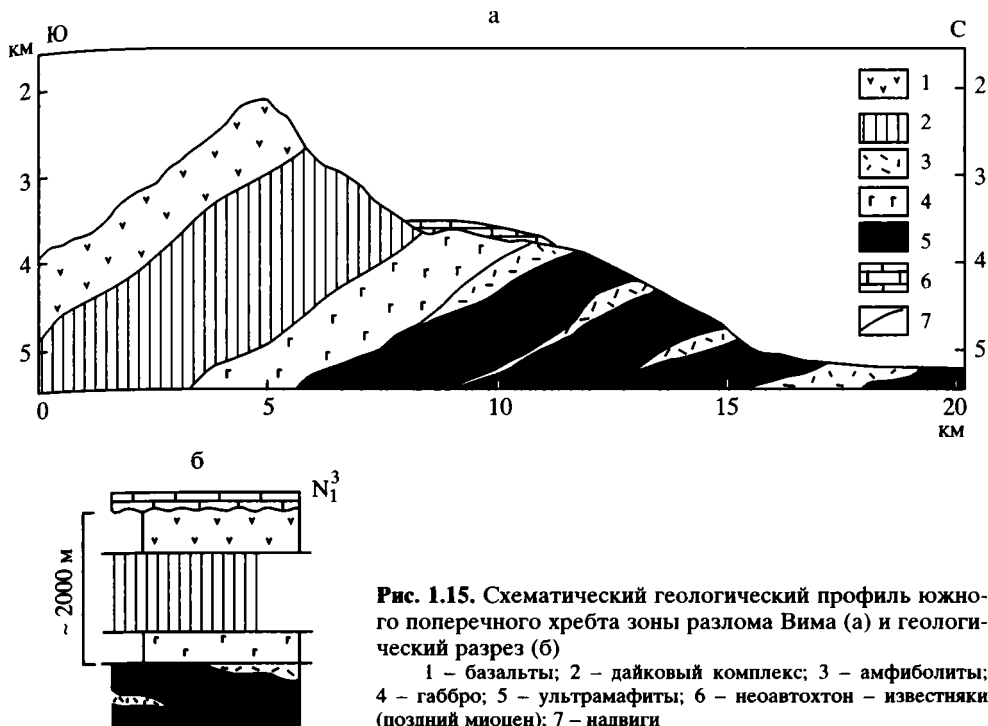
В 200 км к западу от полигона “NAUTILE”, уже в пассивной части разлома, несколько западнее сочленения северного отрезка рифта с разломом, там, где глубины достигают минимальных отметок 450–600 м, был отработан широтный профиль МОВ ОГТ [Bonatti et al., 1994]. При этом выяснилось, что на 50-километровом отрезке хребта его вершинная часть слагается горизонтально-слоистой толщей мощностью около 500 м. По данным драгирования, эта толща представлена мелководными лагунно-рифовыми известняками, базальные слои которых имеют позднемиоценовый возраст.

Интенсивный рефлектор в основании этой толщи маркирует кровлю твердой океанической коры и залегает субгоризонтально. Значение скоростей продольных сейсмических волн ( $V_p = 5,4$  км/с) непосредственно ниже этого рефлектора, по мнению авторов, слишком велико для базальтов и скорее всего соответствует образованиям дайкового комплекса.

Сейсмические данные, наряду с результатами драгировок и микропалеонтологических исследований, позволили авторам восстановить последовательность тектонических событий в данном районе. На рубеже 10 млн лет тому назад верхняя часть океанической литосферы была выведена к поверхности дна и впоследствии поднята на уровень моря. При этом отдельные участки располагались даже выше этого уровня. После чего началось медленное опускание данного участка поперечного хребта, сопровождавшееся эрозией в субаэральных условиях, выравниванием рельефа и ростом так называемой “карбонатной платформы”. На фоне погружения отдельные участки вновь оказывались на (выше) уровне моря. Погружение продолжается вплоть до настоящего времени, при этом авторы полагают, что подобный осцилляторный режим реализовался исключительно в результате вертикальных движений блоков океанической литосферы.

Весь приведенный выше фактический материал позволяет сделать ряд выводов о строении и геодинамике южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима [Разницин, 2001].

Асимметрия в распределении типов пород на противоположных склонах хребта (последовательно сменяющие друг друга снизу вверх по склону ультрамафиты, габбро, породы дайкового комплекса и базальты – на северном склоне и только базальты – на южном) может означать только одно: строение хребта в данном сечении обусловлено наличием моноклинали, сложенной разрезом океанической коры и верхов мантии, полого наклоненной в южном направлении. Такой вывод подтверждается визуальными наблюдениями во время погружений – контакты между различными типами пород имеют падения “в склон”, т.е. наклонены на юг. Более того, если эти контакты тектонические, как это следует из описаний трасс погружений “NAUTILE”, то мы имеем дело с моно-



**Рис. 1.15.** Схематический геологический профиль южного поперечного хребта зоны разлома Вима (а) и геологический разрез (б)

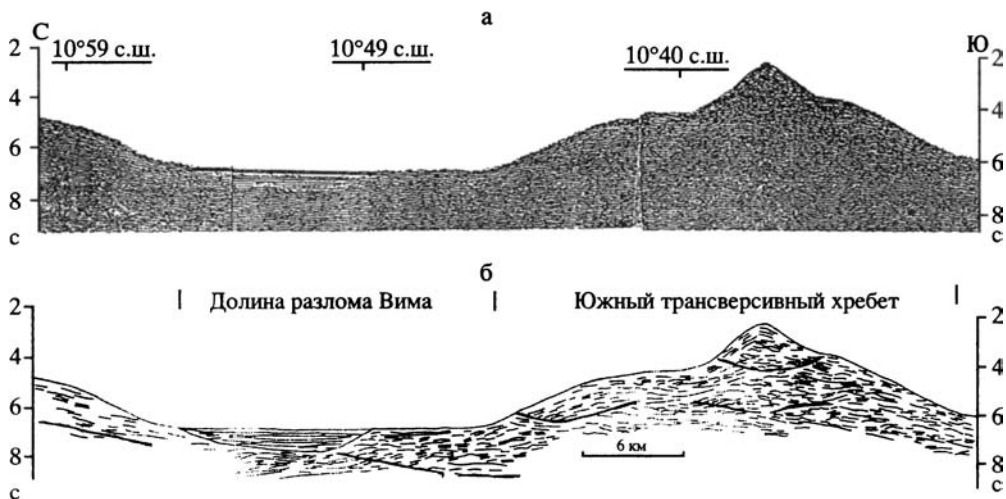
1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – амфиболиты; 4 – габбро; 5 – ультрамафиты; 6 – неогавтохтон – известняки (поздний миоцен); 7 – надвиги

клинальным пакетом тектонических пластин (рис. 1.15). Такую структуру подчеркивает наличие в основании базальтовой толщи интенсивного отражающего горизонта, полого наклоненного на юг и отчетливо выраженного на профиле МОВ ОГТ в районе полигона “NAUTILE” на  $42^{\circ}42'$  з.д. (М. Лиджи и Э. Бонатти, устное сообщение). Можно с уверенностью говорить, что этот горизонт имеет тектоническую природу, поскольку обычно на подобных профилях в самых разных районах Мирового океана граница между дайковым комплексом и базальтами никак не выражена.

Более того, на профиле МОВ ОГТ, пересекающем южный трансверсивный хребет в меридиональном направлении по  $44^{\circ}$  з.д. в “пассивной” части разлома Вима, внутри корового разреза обособляются протяженные (до 20 км), наклоненные на юг отражающие горизонты, имеющие, по нашему мнению, тектоническую природу и расслаивающие кору на серию чешуй и пластин [Разницин, 1995] (рис. 1.16).

Выводы участников погружений “NAUTILE” о “переслаивании” амфиболитов с минеральной уплотненностью и серпентинизированных мантийных ультрамафитов в нижней части северного склона южного трансверсивного хребта и о тектонической природе контакта перидотит–габбро [Cannat et al., 1991], а также данные драгирования приблизительно в этом же районе, указывающие на залегание амфиболитов в основании габброидов [Honnorez et al., 1984], позволяют достаточно обоснованно говорить о том, что эти метаморфические образования приурочены к основанию отдельных литопластин (к основаниям плоскостей надвигов) и были сформированы в процессе тектонического становления последних.

Наличие метаморфических амфиболовых ультрамафитов в зоне контакта ультрамафитов и габбро, ассоциирующих с зонами интенсивных деформаций на



**Рис. 1.16.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 068701 через пассивную часть разлома Вима (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 1.7

границе кора–мантия [Пейве, Савельева и др., 2001], указывает на то, что основной срыв при формировании чешуйчато-надвиговой структуры anomalно поднятой части южного трансверсивного хребта был приурочен именно к этой области и происходил в условиях сильнейшего латерального стресса.

Широкое распространение амфиболсодержащих ультраосновных бластомилонитов (пород с гранонематобластовыми сланцеватыми структурами, где амфибол структурно равновесен с деформированными пироксенами и формирует типичную метаморфическую полосчатость и сланцеватость) только в anomalно поднятой, западной, части южного хребта и полное их отсутствие в восточной, на наш взгляд, отражает прямую связь между образованием этих необычных пород и формированием чешуйчато-надвиговой структуры рассматриваемой части южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима.

Условия латерального стресса, по-видимому, сохраняются на отдельных участках южного хребта вплоть до настоящего времени, о чем косвенно свидетельствуют данные глубинного сейсмического зондирования. Непосредственно напротив устьевой части северного сегмента рифтовой долины южный трансверсивный хребет пересекается профилем ГСЗ “Line A” [Louden et al., 1986]. Следует отметить, что это самые качественные работы такого рода в Атлантике. По данным этого профиля, под южным флангом хребта фиксируется нормальный по мощности и скоростной структуре разрез океанической коры. При приближении к долине разлома происходит постепенное утонение коры в основном за счет выклинивания 3-го геофизического слоя. При этом минимальная мощность коры (около 2 км) приурочена к нижней части северного склона трансверсивного хребта, а не к центральной, наиболее глубокой части разломной долины, как это имеет место во многих разломах Атлантики. Поверхность М и вышележащие коровые слои под хребтом изгибаются выпуклостью вверх, в целом, конформно рельефу. Данное положение подтверждается результатами гравиметрических исследований [Prince, Forsyth, 1988]. Этот изгиб литосферы, по мнению авторов профиля, обусловлен сжимающими напряжениями, ориентированными перпендикулярно простиранию хребта в меридиональном направ-

влении. Положительная изостатическая аномалия, приуроченная к аномально поднятому отрезку южного хребта [Robb, Kane, 1975], вероятно, связана с подобным геодинамическим режимом.

Время начала формирования чешуйчато-надвиговой структуры аномально-го участка южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима, сопровождавшегося выведением глубинных пород в верхнюю часть океанической литосферы, в рамках нашей интерпретации отвечает возрасту образования амфиболитов (см. выше) и соответствует уровню 10 млн лет.

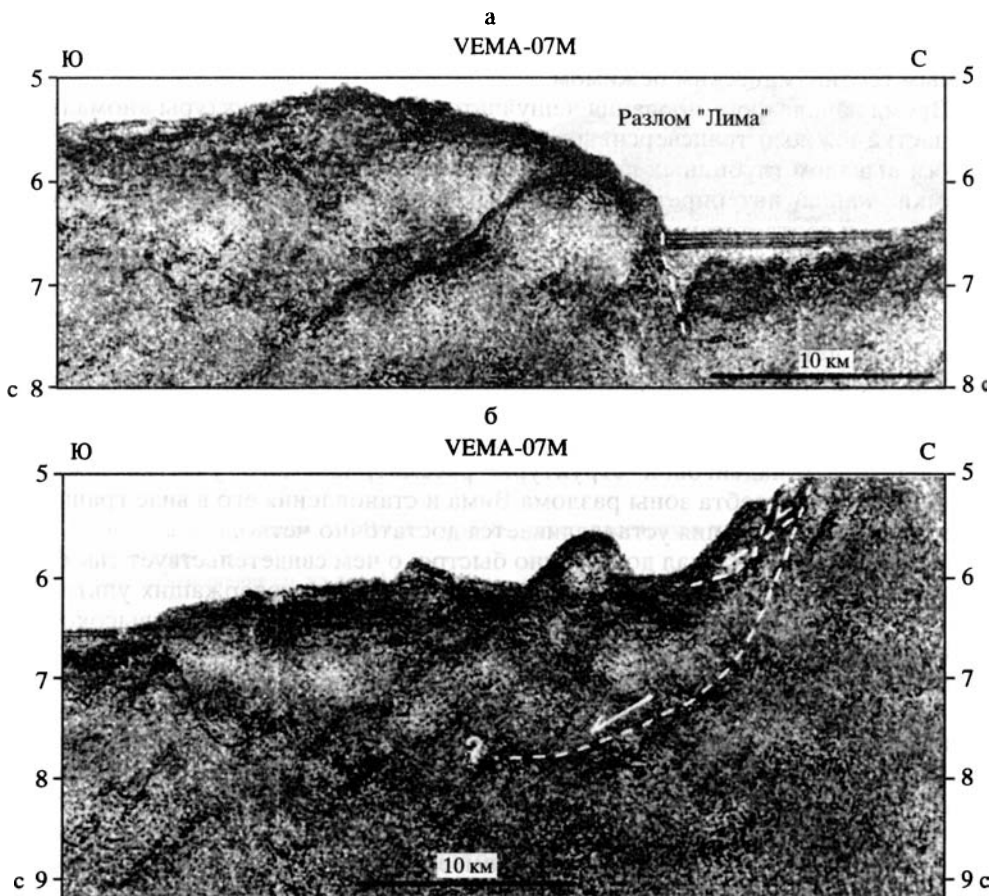
Мелководные лагунно-рифовые известняки и консолидированные известняки, перекрывающие, соответственно, образования дайкового комплекса в “пассивной” части зоны разлома Вима и габброиды в районе полигона “NAUTILE” датированы как поздний миоцен – средний плиоцен (10–3 млн лет тому назад) и могут рассматриваться в качестве неоавтохтона по отношению к пакету тектонических пластин.

Таким образом, возрастной рубеж 10 млн лет как время начала формирования чешуйчато-надвиговой структуры рассматриваемого участка южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима и становления его в виде грандиозного горного сооружения устанавливается достаточно четко.

Этот процесс протекал достаточно быстро, о чем свидетельствует сам факт широкого распространения редких для океана амфиболсодержащих ультрамафитов в структурах разлома Вима. По мнению А.А. Пейве [2002], высокотемпературные амфиболы, являющиеся определяющим пороодообразующим минералом этих образований, образуются гораздо чаще в верхней мантии океанов, чем это представляется. Однако в ходе их медленного подъема в условиях разнообразных деформаций и воздействия реакционных флюидов происходит полное замещение раннего высокотемпературного амфибола более низкотемпературными разновидностями. Если подъем ультрамафитов происходит быстро, то часть высокотемпературных амфиболов не успевает заместиться низкотемпературными. Именно с таким сценарием мы имеем дело в районе аномально поднятых участков трансверсивных хребтов разломных зон Вима и Сан-Паулу.

Движение масс при формировании чешуйчато-надвиговой структуры южного трансверсивного хребта Вима происходило в меридиональном направлении, с юга на север. Об этом свидетельствуют, на наш взгляд, не только наклон контактов между различными типами пород в пределах самого южного поперечного хребта в южном направлении, но и данные сейсмического профиля МОВ ОГТ VEMA-07M [Fabretti et al., 1998] (рис. 1.17). На фрагменте этого профиля непосредственно к югу от поперечного хребта в полосе, шириной не менее 100 км, фиксируется холмистое неровное дно, ниже которого на сейсмической записи представлена мощная (около 2 с) толща, характеризующаяся сложной геометрией отражающих горизонтов, наличием “хаотических сейсмических фаций” и ковшеобразной формой полого наклоненных на юг разломов (там же). Э. Бонатти и М. Лиджи связывают данное явление с наличием крупных оползней (mega-slumpings) осадочного материала с южного склона поперечного хребта по мере его подъема. На наш взгляд, предпочтительнее рассматривать всю область между разломом Лима и подножием южного трансверсивного хребта в качестве гигантской зоны тектонического сучивания.

Во всех предшествующих многочисленных публикациях, прежде всего в работах Э. Бонатти, тектоническая эволюция южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима рассматривалась исключительно с точки зрения вертикальной тектоники. Несомненно, что вертикальные движения отдельных блоков литосферы имеют большое значение в рассматриваемом районе, тем более, что



**Рис. 1.17.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ VEMA-07M через подножие южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима и зону разлома “Лима”, по [Fabretti et al., 1998]  
Пунктиром показаны “ковшеобразные” разломы

они доказаны прямыми геологическими наблюдениями с подводного аппарата. Однако эти движения имели место уже после формирования чешуйчато-надвиговой структуры хребта.

Как следует из приведенного выше материала, в пределах северного склона южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима вскрыта ненарушенная последовательность пород океанической коры и верхов мантии, соответствующая понятию “нормальная океаническая кора”, хотя и с сокращенной более чем в два раза мощностью. Между тем, контакты между основными типами пород представлены здесь надвигами и тектоническими срывами, самый значимый из которых приурочен к границе раздела кора–мантия. Таким образом, вывод А.В. Пейве о тектонической природе поверхности М под океаническими плитами [Пейве, 1975 , 1991] в данном случае подтверждается геологическими фактами. Геофизические данные по Северной и Центральной Атлантике, прежде всего результаты многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ и ШГСП, также находятся в соответствии с этим выводом [Леонов, Перфильев, 1999].

Весь приведенный выше материал о структуре южного трансверсивного хребта зоны разлома Вима и района, расположенного к югу от него, позволяет говорить о тектонической расслоенности верхней части литосферы крупного региона Центральной Атлантики.

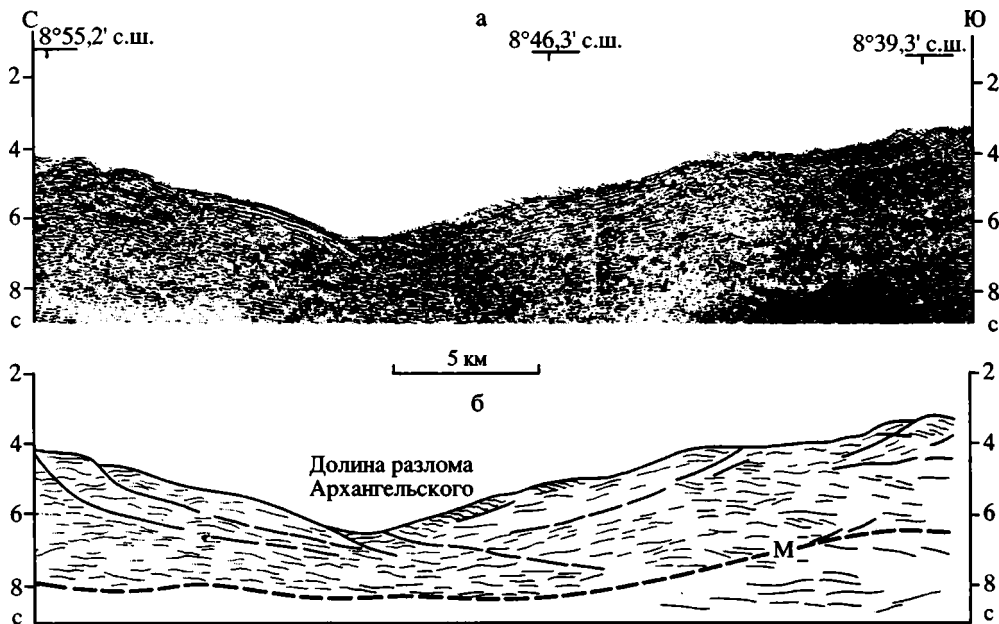
## РАЗЛОМЫ АРХАНГЕЛЬСКОГО, ДОЛДРАМС И ВЕРНАДСКОГО

К югу от разлома Вима в осевой части САХ в полосе между  $7^{\circ}30'$  и  $9^{\circ}$  с.ш. протягиваются три субширотные депрессии, соответствующие долинам разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского. Они разделены сложно построенными межразломными поднятиями (хребтами), пересекаемыми сегментами рифтовой долины, последовательно смещенными к востоку. Длина межрифтовых отрезков разломов Архангельского и Долдрамс составляет, соответственно, 120 и 150 км. Разлом Архангельского пересекает осевую часть САХ приблизительно по широте  $8^{\circ}40'$  с.ш. Так же как и гора Пейве, он получил свое название после наших детальных исследований в 6-м и 9-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов".

Профиль МОВ ОГТ 068702 в своей северной части пересекает активный (межрифтовый) отрезок разлома Архангельского, а в южной – пассивную часть разлома Долдрамс [Строение..., 1991]. Основными элементами морфоструктуры на профиле являются долины разломов Архангельского и Долдрамс и хребет, разделяющий их, а также хребты, обрамляющие разломные долины с севера и с юга.

Говоря в целом о районе профиля, необходимо отметить, что здесь присутствуют практически все разновидности пород океанической коры и верхней мантии, причем ультрамафиты и габброиды встречаются в верхних и средних частях склонов хребта, разделяющего разломные долины. В низах вскрытых разрезов иногда присутствуют только базальты, в том числе и свежие, мало затронутые вторичными изменениями. Результаты геологических работ свидетельствуют о сложных тектонических взаимоотношениях всей гаммы пород, слагающих межразломный хребет и борта разломных долин. Наличие следов твердопластического течения в ультрамафитах, признаки деформационных изменений и катаклаза габброидов, широкая амфиболитизация последних являются свидетельством того, что выведение глубинных пород на высокий гипсометрический уровень их современного положения реализовалось в обстановке сжатия, сопровождавшегося стрессовыми напряжениями. Этот тезис подтверждается и результатами петрофизических исследований драгированных пород [Разницын, Звягинцев, 1990]. Примечательно, что интенсивному сжатию подвергались и базальты: матрикс базальтов, драгированных в районе профиля на южном борту долины разлома Долдрамс, смят в мелкие изоклинальные складки двух генераций. Таким образом, различный стиль деформаций и метаморфизма ультрамафитов, габброидов и базальтов свидетельствует о неоднородности стрессовых напряжений.

По результатам скоростного анализа в сейсмическом разрезе по профилю выделяются четыре толщи (сверху вниз) со скоростями 2,5; 3,5; 5,0 и 6,8 км/с. Ниже подошвы четвертой толщи значение скоростей составляет около 8,3 км/с. Первая и вторая толщи интерпретируются в качестве второго слоя океанической коры. Интервал скоростей 5–6,8 км/с соответствует низам 2-го и 3-му слою, а подошва 4-й толщи соответствует границе М. Минимальные мощности коры до 5,5 км приурочены к долине разлома Архангель-



**Рис. 1.18.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 068702 через зону разлома Архангельского (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 1.7

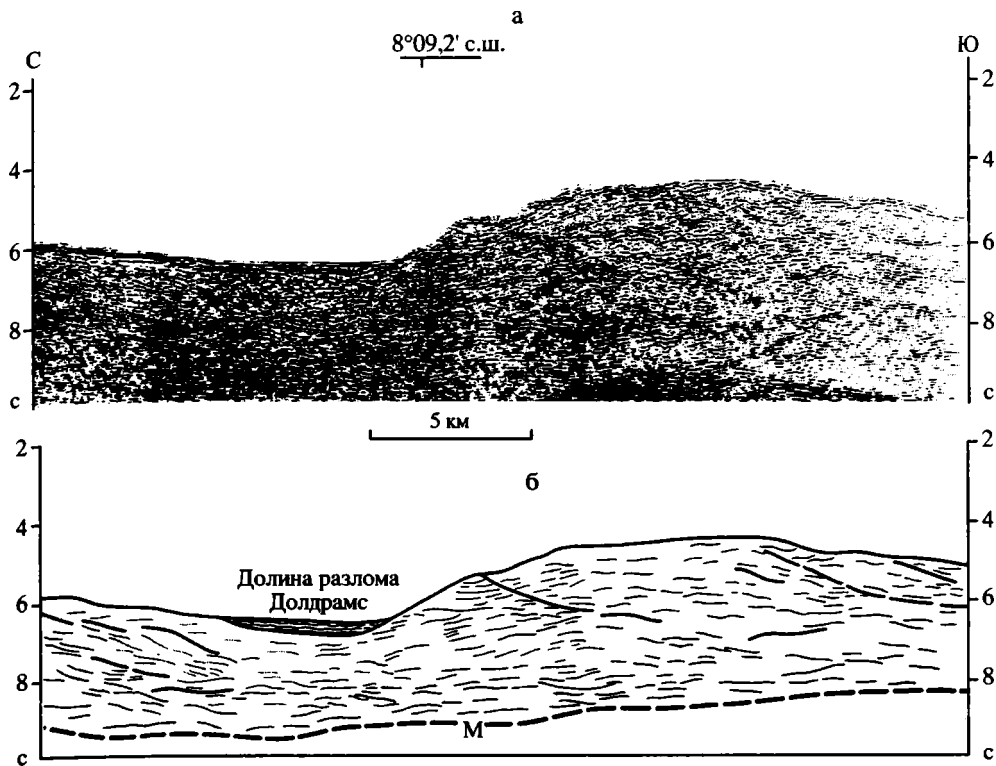
ского, а максимальные – до 11 км – к межразломному и трансверсивным хребтам [Строение..., 1991].

На временном разрезе профиля 068702 проявлены протяженные (10–15 км) пологонаклонные (5–15°) отражающие горизонты, расслаивающие преимущественно верхнюю часть разреза. Особенно отчетливо они выражены под бортами долин разломов Архангельского и Долдрамс. В первом случае они располагаются преимущественно веерообразно, с наклонами в сторону осевой части разломной долины (рис. 1.18). В то же время устанавливаются элементы подвига структур северного борта разлома Архангельского под южный. Возможность такого явления в зонах трансформных разломов была отмечена Дж. Карсоном с соавторами [Karson et al., 1984] при изучении деформированных образований офиолитового комплекса Бэй-оф-Айлендс.

На фрагменте временного разреза южной части профиля, отображающего глубинное строение в районе разлома Долдрамс, устанавливаются подобные же горизонты, однако под обоими бортами разломной долины они наклонены на юг (рис. 1.19).

Проведенные работы по многоканальному сейсмическому профилированию МОВ ОГТ в районе разломов Долдрамс и Архангельского выявили сложную чешуйчато-надвиговую структуру межразломного хребта и трансверсивных хребтов, обрамляющих долины этих разломов с севера и с юга. Результаты предшествующих геофизических исследований в районе разлома Долдрамс и расположенного непосредственно к югу от него разлома Вернадского (сейсмические работы ГСП-МОВ и гравиметрическая съемка) находятся в хорошем соответствии с выводом о тектонической расслоенности корового разреза: на профиле ГСП-МОВ, пересекающем разлом Вернадского в меридиональном направлении, отчетливо проявлены протяженные, полого наклоненные к северу





**Рис. 1.19.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 068702 через зону разлома Долдрамс (а) и его интерпретация (б)

Условные обозначения см. на рис. 1.7

субгоризонтальные отражающие горизонты, расслаивающие весь коровый разрез [Коган и др., 1985], а гравиметрические данные о структуре литосферы при экваториальной Атлантики в полосе от  $7^{\circ}$  до  $10^{\circ}$  с.ш. свидетельствуют о залегании плотных мантийных масс в самых верхних частях позитивных форм рельефа [Буданов и др., 1980].

Сказанное вовсе не исключает крупноамплитудных вертикальных перемещений в зонах разломов Архангельского и Долдрамс, тем более, что они доказаны по ряду прямых геологических признаков. Надводные условия реконструируются для горы Пейве – крупного горного массива, расположенного в пределах внутреннего углового поднятия в зоне сочленения разлома Вернадского с северным сегментом рифтовой долины [Строение..., 1991]. Гора сложена мощным интрузивным комплексом преимущественно габбрового состава, сопоставимым по стилю магматической расчлененности, особенностям минералогии и геохимии с крупными стратиформными интрузиями начальных стадий континентального рифтинга [Кеpezинскас и др., 1991a]. Вообще, все магматические породы горы Пейве очень близки к континентальным. Скорее всего это доокеанические интрузивные комплексы. Возраст габброидов (трековое датирование по апатитам) 150–170 млн лет (средняя юра). Этот горный массив трудно трактовать иначе, как неспрединговый блок – фрагмент доокеанической рифтогенной структуры [Кеpezинскас и др., 1991a].

Вершина горы располагается на глубинах менее 1000 м. Над дном разломной долины она возвышается на 4000 м. В верхней части склона здесь были драгированы окатанные валуны габброидов, покрытые десквамационными корочками, что свидетельствует об их длительном нахождении в прибрежной зоне волновой абразии, где они подвергались наземному выветриванию. Привершинную часть горы слагают фораминиферовые известняки, насыщенные теми же самыми десквамационными корочками и раковинами двустворок явно мелководного происхождения.

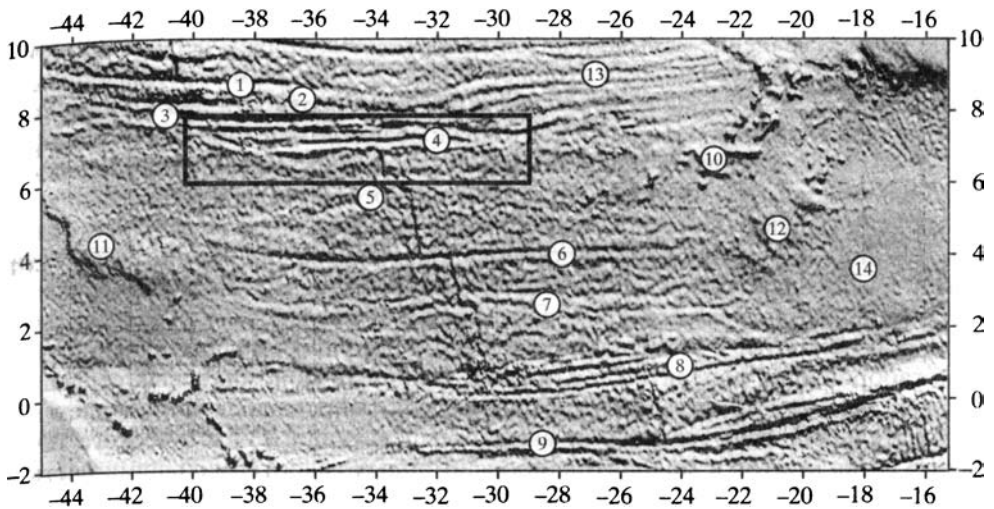
Анализ осадочного материала со склонов различных морфоструктур в зонах разломов Архангельского и Долдрамс позволяет сделать выводы о том, что и другие участки межразломных и медианных хребтов в полосе 7–9° с.ш. ранее выступали выше уровня моря. В раннем–среднем плиоцене (3–5 млн лет назад) этап высокого стояния сменился погружением с амплитудой 1000–2500 м. Интенсивные вертикальные движения находят свое отражение и в деформациях осадков первого слоя. Так, осадочный чехол в долине разлома Архангельского состоит из трех сейсмоакустических толщ. Нижняя (800 м) представлена тонкослоистой недеформированной толщей, образующей пологую синформу. Она согласно перекрывается акустически прозрачной деформированной толщей (250 м). Верхняя горизонтально-слоистая толща (около 100 м) перекрывает среднюю с угловым несогласием. Наличие последнего может свидетельствовать о перерыве в осадконакоплении и о возможных тектонических движениях в это время. Можно предположить, что перерыв в осадконакоплении соответствует ранне-среднеплиоценовому времени начала опускания ряда морфоструктур в рассматриваемом районе. Природа несогласия не может быть определена однозначно, однако до времени его образования происходило внедрение крупных диапировых масс невыясненного состава, которые установлены вдоль всего простирания долины разлома Долдрамс. Рассмотренные деформации осадочного чехла могут быть связаны с воздействием этих диапиров [Строение зоны..., 1991]. Их внедрение не прекратилось и до настоящего времени, о чем свидетельствуют данные непрерывного сейсмического профилирования.

Таким образом, сосуществование горизонтальных и вертикальных перемещений океанической коры привело к созданию чрезвычайно сложной чешуйчато-блоковой структуры изученного района СХХ между 7 и 9° с.ш.

## РАЗЛОМ БОГДАНОВА

В Атлантическом океане между 1° и 7° с.ш. расположена область, отличающаяся малым количеством трансформных разломов (Сьерра-Леоне, Страхова и Св. Петра (рис. 1.20)). Южной границей этого сегмента является зона разломов Сан-Паулу, северной – разлом, пересекающий осевую часть по 7°10' с.ш. После проведения в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (2000 г.) исследований этому разлому присвоено название “разлом Богданова” в честь крупного советского геолога – профессора Алексея Алексеевича Богданова [Мазарович, Добролюбова и др., 2001].

Разломная долина активной части разлома имеет протяженность 60 км. С севера и с юга она обрамлена трансверсивными хребтами. С юга активная часть разлома ограничена угловым поднятием, которое представляет собой двухвершинную гору, протяженностью с востока на запад около 25 км. Минимальные глубины составляют 1635 м на востоке и 1307 м на западе. Общая амплитуда рельефа от дна долины до гребневой части поднятия составляет 3695 м.



**Рис. 1.20.** Основные морфоструктуры приэкваториальной Атлантики, по [Мазарович, Добродлюбова и др., 2001]

1–9 – разломы: 1 – Архангельского, 2 – Долдрам, 3 – Вернадского, 4 – Богданова, 5 – Сьерра-Леоне, 6 – Страхова, 7 – Св. Петра, 8 – Сан-Паулу, 9 – Романш; 10 – горы Батиметристов; 11, 12 – поднятия: 11 – Свара, 12 – Сьерра-Леоне; 13, 14 – котловины: 13 – Зеленого Мыса, 14 – Сьерра-Леоне. Картографическая основа – предсказанная топография, по [Smith, Sandwell, 1997]. Прямоугольник – район работ

В основании углового поднятия залегают базальты и долериты, а также сланцы, сформировавшиеся при динамометрическом преобразовании этих пород. Верхняя часть поднятия сложена ультрамафитами и габброидами. Эти данные позволяют предположить, что угловое поднятие сформировалось при надвиге глубинных пород со стороны рифта на верхнюю, базальтовую, часть разреза океанической коры [Пушаровский и др., 2002].

Рифтовая зона САХ между разломами Страхова (4° с.ш.) и Богданова (7°10' с.ш.) разделена на три относительно крупных сегмента. Самый южный из них расположен между разломами Страхова и 5°05' с.ш. Субмеридиональная рифтовая долина имеет здесь ширину около 10 км и обрамляется рифтовыми горами в полосе шириной до 20 км. Второй сегмент расположен между 5°05' и 6°15' с.ш. Рифтовая зона на этом отрезке САХ имеет общее простирание 320°. Третий сегмент представляет собой хорошо выраженную в рельефе рифтовую долину с неовулканическими хребтами. Строение рифта этого сегмента нарушено двумя крупными широтными зонами (6°54' и 6°15' с.ш.). Обе, по данным спутниковой альтиметрии, представлены в гравитационном поле отчетливыми линейными минимумами. Последняя из них отвечает разлому Сьерра-Леоне, выраженному только в изгибе рифтовой долины (нетрансформное смещение или *discontinuity* [Мазарович, Симонов и др., 2001]).

## РАЗЛОМ СЬЕРРА-ЛЕОНЕ

Исследования в этом районе выявили сложную картину формирования сегмента САХ в интервале 5°–7°10' с.ш. Судя по морфологии структур и соотношениям различных типов пород, можно предположить, что в изученном районе практически отсутствует океаническая кора в классической последовательности.

Здесь непосредственно в рифтовой зоне наблюдается исключительно широкое распространение ультрамафитов и габброидов, причем первые вскрыты преимущественно в ее днище, а вторые – в бортах. При этом отчетливо фиксируются процессы тектонического выведения на поверхность дна в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрамафитов, о чем можно судить по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию серпентинового материала до состояния голубых глин [Пейве, Добролюбова и др., 2001]. В этой области отсутствует базальтовый слой как таковой. Маломощные потоки свежих базальтов слагают практически только самое дно рифтовой долины, изливаясь прямо на серпентинизированные ультрамафиты и серпентиниты. В последних внутри рифтовой зоны обособляются относительно крупные тела ультрамафитов (гарцбургитов), габброидов и долеритов, т.е. налицо типичный мономиктовый серпентинитовый меланж. Часть габброидов сильно деформирована с образованием последовательного ряда структур от высокотемпературного пластического течения до катаклазитов и милонитов, проработанных гидротермальными растворами с образованием амфибола, хлорита, эпидота и т.д. [Пущаровский и др., 2002]. Еще одна особенность рассматриваемого сегмента – широкое распространение рыхлых осадков непосредственно во впадинах рифтовой долины, достигающих мощности в первые десятки метров, что свидетельствует о существовании длительного перерыва в вулканической активности (там же).

Таким образом, по целому комплексу признаков данный сегмент САХ является ареной проявления так называемого “сухого” спрединга, реализовавшегося в виде тектонических деформаций при дефиците бюджета магмы. При этом глубинные породы выведены в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults). Серпентинитовый меланж формировался здесь непосредственно в рифтовой зоне в обстановке растяжения, ориентированного в субширотном направлении, по нормали к оси срединно-океанического хребта. Данный геодинамический режим характерен только для современного этапа развития этого сегмента. Время изменения характера геодинамического режима можно определить по скорости спрединга в этом районе САХ и по расстоянию до места смены хаотичного рельефа внутри рифтовой зоны на грядовый тип на восточном фланге гребневой части: оно составляет 2–2,5 млн лет [Пущаровский и др., 2002]. До этого времени, вероятно, имел место типичный магматический режим спрединга.

Участок рифтовой зоны в сегменте САХ между 5° и 7° с.ш., где располагается разлом Сьерра-Леоне, отличается от смежных участков САХ пониженным фоном сейсмичности. Как показали А.О. Мазарович и С.Ю. Соколов [Мазарович, Соколов, 1998], именно в таких районах локализуются все известные в Атлантике активные гидротермальные поля с рудными сульфидными залежами, связанные с “черными курильщиками”. Анализ расположения эпицентров землетрясений в рифтовой долине приэкваториальной Атлантики показал, что в этом сегменте, в районе 6° с.ш., землетрясения не зарегистрированы. Этот прогноз оказался верным: в долеритовых порфиритах, габбро-долеритах и серпентинитах, драгированных в области перекрытия отрезков рифтовой долины (overlapping spreading centers) в районе разлома Сьерра-Леоне, в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2000 г. была обнаружена сульфидная минерализация [Мазарович, Симонов и др., 2001]. Целенаправленные поиски гидротермального оруденения в этом районе в 10-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в 2001 г. увенчались успехом: в ходе экспедиционных работ к югу от разлома Сьерра-Леоне из основания восточного борта глубочайшей (более 5000 м) риф-

товой впадины Маркова в большом количестве были подняты метасоматические породы, содержащие прожилковую и гнездовидную сульфидную минерализацию. Протолитом для метасоматитов служили катаклазированные габброиды. Были подняты также фрагменты неокисленной медно-колчеданной руды [Пушаровский и др., 2002].

Таким образом, спрединг в сегменте САХ между 5° и 7°с.ш. происходит при доминировании тектонических процессов над магматическими. При этом глубинные породы выведены к поверхности по пологим глубинным срывам, проникающим до уровня верхней мантии [Пушаровский и др., 2002]. Реализующееся при этом тектоническое расслаивание верхней части литосферы сопровождается образованием серпентинитового меланжа и активной гидротермальной деятельностью с отложением сульфидов.

## РАЗЛОМ СТРАХОВА

Расположенный к югу от разлома Сьерра-Леоне разлом Страхова протягивается вдоль 4°с.ш. и смещает гребень САХ почти на 60 км. Зона разлома состоит из протяженной депрессии со средней глубиной около 4000 м и обрамляющих ее трансверсивных хребтов, вершины которых располагаются на глубинах менее 1600 м. Минимальная глубина 854 м отмечена на горе Надежда, расположенной вблизи пересечения разлома и северного сегмента рифтовой долины [Мазарович, 2000].

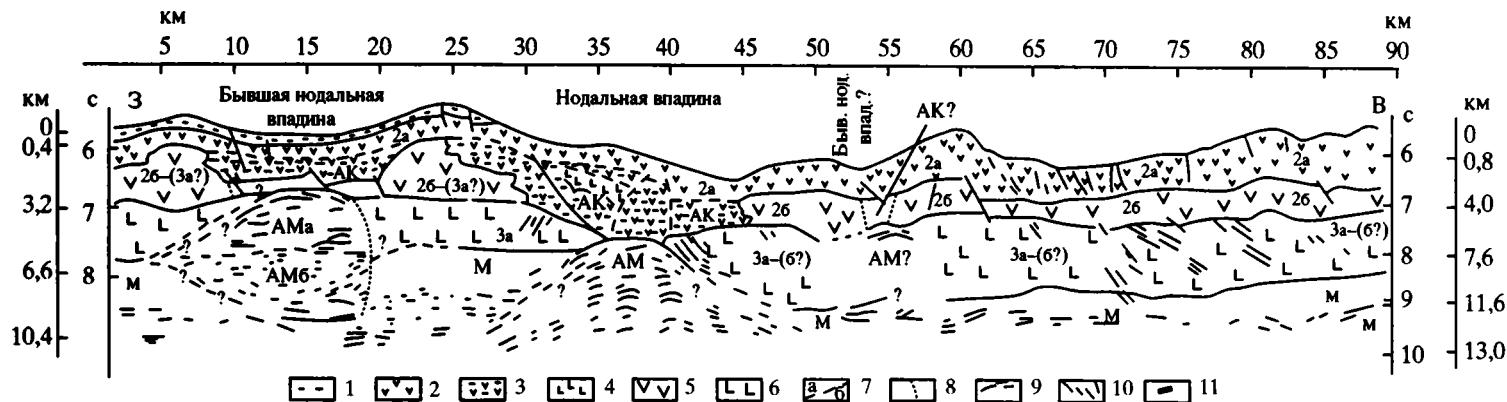
Комплексные геолого-геофизические исследования в зоне разлома Страхова привели к выводу о гетерогенности и магматической и тектонической слоенности земной коры в данном районе [Коган и др., 2000]. В основе этих выводов лежат результаты ШГСП в односудовой модификации.

На сейсмическом профиле, проходящем вдоль оси разломной долины и пересекающем нодальную впадину в районе западного интерсекта, в средней и нижней частях разреза обособляются многочисленные наклонные рефлекторы, отвечающие тектоническим нарушениям (рис. 1.21). В активной части разлома кора разбита наклонными на восток рефлекторами на блоки и пластины. Граница, отождествляемая с поверхностью М, выражена пакетом сближенных горизонтальных рефлекторов протяженностью 7–10 км. Внутри мантии распространены такие же отражатели, но значительно более редкие. Эта достаточно обычная картина для пограничной области кора–мантия, наблюдаемая на многих сейсмических разрезах МОВ ОГТ в пределах глубоководных котловин Атлантики (см. ниже), обусловлена, вероятно, тектонической природой границы М, вдоль которой происходит тектоническое расслаивание низов коры – верхов мантии.

Точечные драгировки различных морфоструктур зоны разлома Страхова [Удинцев и др., 1995] не дают возможности составить какие-то представления о распределении различных типов пород в вертикальном разрезе. Можно, тем не менее, отметить, что глубинные породы и здесь нередко выведены в верхние горизонты коры.

## ЗОНА РАЗЛОМОВ САН-ПАУЛУ

Срединно-Атлантический хребет в экваториальном районе нарушен серией крупных близкорасположенных поперечных разломов, образуя в целом широкую тектоническую зону сдвига (megashear zone) [Bonatti et al., 1994]. С севера на юг это зона разломов Сан-Паулу, разломы Романш и Чейн. Сум-



**Рис. 1.21.** Геологическая интерпретация профиля ШГСП в зоне разлома Страхова, по [Коган, Макрис и др., 2000], с изменениями

1 – осадки; 2 – базальтовые лавы (слой 2а); 3 – аномальная кора (“силлосодержащий” комплекс) (АК); 4 – гипабиссальные тела габбро-долеритов; 5 – комплекс параллельных даек (слой 26); 6 – габброиды (слои 3а и 3а–3б?); 7 – геологические границы, установленные по сейсмическим данным: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – субвертикальные границы резкой смены сейсмических полей; 9 – горизонтальные и слабонаклонные рефлекторы в мантии; 10 – наклонные рефлекторы; 11 – верхняя граница слоя с интервальной скоростью 7,5 км/с. Буквы: М – нормальная мантия (реститовый дунит-гарцбургитовый комплекс); АМ – аномальная мантия (реститовый дунит-гарцбургитовый комплекс с телами габброидов (а) и габбро-долеритов (б))

марная амплитуда смещения оси хребта по этим разломам составляет почти 2000 км (см. рис. 1.20).

Разломная зона Сан-Паулу протягивается от конуса выноса Амазонки до побережья Западной Африки между экватором и 2° с.ш. и состоит из четырех параллельных желобов-грабенов глубиной от 3700 до 4200 м и шириной около 10 км, в разной степени заполненных осадками и разделенных межразломными хребтами с глубинами над ними менее 2000 м [Агапова, 1994; Удинцев и др., 1996]. Протяженность активных (межрифтовых) участков (с севера на юг): 315, 150, 90 и 56 км. От Южной Америки до 30° з.д. разломная зона имеет субширотное простирание. В районе 30° з.д. зона разломов изменяет свое простирание на северо-восточное и происходит ее виргация [Мазарович, 2000].

Восточные части зоны разломов Сан-Паулу служат южным ограничением котловины Сьерра-Леоне. Активная (межрифтовая) часть разломной зоны между 25° и 30° з.д. имеет наиболее сложное строение с элементами тектонической расчлененности литосферы.

Прежде всего, это касается самого северного трансверсивного хребта зоны разлома Сан-Паулу, выступающего на поверхность дна в виде небольших островков (скал) Св. Петра и Павла в координатах 0°50' с.ш., 29°20' з.д., приблизительно в 110 км к востоку от района сочленения северного трюга с северным сегментом рифтовой долины. Самый крупный из них имеет площадь всего 9,1 км<sup>2</sup>, возвышаясь над уровнем океана на 20 м [Hekinian et al., 2000]. Строение, тектоническое положение и состав пород скал представляют особый интерес, поскольку это единственный в Мировом океане участок трансверсивного хребта зоны трансформного разлома, доступный непосредственному геологическому изучению.

Породы, которыми сложены скалы, давно привлекают к себе внимание, начиная с экспедиции Ч. Дарвина на корабле “Бигль” в 1843 г. Позже образцы пород отбирались экспедицией на судне “Челленджер” в 1873 г. и Поисковой экспедицией в 1921 г. Все эти коллекции были детально изучены К. Тилли [Tilley, 1947], который убедительно показал динамическое происхождение этих образований, определив их как милонитизированные дуниты и ультрамафиты. В 1966 г. геологическую съемку скал и драгирование склонов хребта проводили К. Мелсон с соавторами во время экспедиций на научно-исследовательских судах “Атлантис II” и “Чейн” [Melson et al., 1967, 1972]. По данным этих исследователей, скалы сложены интрузивным комплексом, состоящим из двух основных типов пород: шпинелевых ультрамафитов и роговообманковых милонитов. Последние переслаиваются с перидотитами, образуя полосы мощностью до нескольких метров. Полосчатость под углом 60° падает на восток. На юго-восточном, втором по величине островке, такие полосчатые образования слагают 20–30% от всего объема пород. Определения абсолютного возраста ультрамафитов (K/Ag метод) дали неожиданно древние цифры – 835 млн лет [Gorini, 1981].

Петроструктурное изучение ультраосновных милонитов, полученных при драгировании склонов в районе скал в 1988 г. в 7-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, было проведено Е.А. Денисовой [1991]. По данным этого исследователя, минеральная ассоциация милонитов свидетельствует о том, что исходными породами для них были ультрамафиты, главным образом роговообманковые. Ультрамафиты несут следы ранних высокотемпературных деформаций в верхней мантии. Впоследствии породы испытали интенсивные пластические деформации в нижних горизонтах коры в процессе формирования зоны трансформного разлома, когда исходные ультрамафиты были милонитизированы. В процессе зарождения зоны трансформного разлома ультрамафиты ис-

пытали сильное флюидное воздействие и были преобразованы в роговообманковые ультрамафиты. Оценки максимального дифференцированного стресса, при котором формировались милониты Сан-Паулу, отвечают значениям 195–250 МПа (там же). Для того чтобы представить насколько велики такие значения, Е.А. Денисова приводит оценки стресса в ультраосновных милонитах в подошвах офиолитовых аллохтонов на суше, которые соответствуют интервалу 100–300 МПа. При этом стресс стадии астеносферного течения в условиях верхней мантии не превышает 40–55 МПа (там же).

Геохимические характеристики амфиболсодержащих ультрамафитов позволяют отнести их к фрагментам субконтинентальной мантии [Bonatti, 1990]. По данным этого исследователя, основные метасоматические события по Ni-Sr изотопии имели место на уровне 155 млн лет тому назад, когда экваториальная Атлантика находилась на стадии континентального рифтинга.

В 1998 г. в зоне разломов Сан-Паулу проводились исследования с использованием обитаемого подводного аппарата “NAUTILUS” [Hekinian et al., 2000]. Основной задачей этих исследований было выяснение того, каким образом мантийные ультрамафиты скал Св. Петра и Павла были выведены в верхние горизонты коры. Во время экспедиции состоялась очередная высадка на скалы с отбором ориентированных образцов.

Так называемый массив Св. Петра и Павла представляет собой участок самого северного трансверсивного хребта протяженностью 90 и шириной 20 км (по изобате 3000 м), венчающегося одноименными скалами. Нижняя часть склона на глубинах 3500–3400 м сложена интенсивно тектонизированными и милонитизированными ультрамафитами, включающими отдельные тела (интрузии) габброидов. Протолитом для ультраосновных милонитов служили шпинелевые лерцолиты. Габброиды не несут признаков деформаций, что предполагает их внедрение после милонитизации ультрамафитов. На глубинах 2300, 2000, 1700 и 1600 м в ультрамафитах отмечаются тела базальтов и дайки основного состава. В этом же интервале глубин зафиксированы брекчии галечной размерности, состоящие из обломков ультрамафитовых милонитов и измененных базальтов. Начиная с глубины 1000 м и до гребневой части массива, выступающей выше уровня моря в виде отдельных скал, склоны сложены в основном милонитизированными перидотитами.

Два островка, на которые удалось высадиться авторам, оказались сложенными интенсивно брекчированными ультраосновными милонитами, милонитизированными амфиболитами, протолитом для которых служили диабазы дайкового комплекса (?), и тектоническими ультрабазит-амфиболитовыми брекчиями. Брекчии состоят из угловатых обломков ультраосновных милонитов и амфиболитов, погруженных в тонкоизмельченный матрикс того же состава. Так называемые микроконгломератовые брекчии состоят из обломков милонитов округлой формы в таком же матриксе [Hekinian et al., 2000]. Последние обнажаются в виде горизонтально-залегающего пласта, либо в эрозионных окнах. Тектонические брекчии по описанию весьма схожи с серпентинитовыми меланжами офиолитовых комплексов, являющимися индикаторами чешуйчато-надвиговых структур. Минеральная уплощенность (foliation) в ультраосновных милонитах субвертикальна и ориентирована в широтном направлении.

На основании проведенных подводных исследований цоколя скал Св. Петра и Павла и наземных геологических наблюдений авторы [Hekinian et al., 2000] делают выводы о тектоническом становлении мантийных образований в структуре трансверсивного хребта разломной зоны Сан-Паулу в результате подъема мантийного диапира, сопровождавшегося интенсивной надвиговой тектоникой.



По мнению Г.Н. Савельевой, породы, аналогичные амфиболсодержащим ультрамафитам Сан-Паулу, широко распространены в области перехода кора–мантия, обнажающейся в нижней части склона южного трансверсивного хребта разломной зоны Вима на 11° с.ш. [Пейве, Савельева и др., 2001]. Этот хребет имеет чешуйчато-надвиговую структуру, а основной срыв при ее формировании маркируется именно этими породами (см. выше). Вероятно, и в случае северного трансверсивного хребта разломной зоны Сан-Паулу мы имеем дело с принципиально сходным сценарием выведения глубинных мантийных образований в верхние горизонты океанической коры. Однако в этой части экваториальной Атлантики описываемый процесс проявлен значительно масштабнее: видимая мощность верхнемантийных образований здесь составляет не менее 3500 м и они представлены почти исключительно милонитами, т.е. породами, испытавшими интенсивную тектонизацию в процессе их тектонического становления.

Тезис о примате надвиговых движений в процессе становления массива скал Св. Петра и Павла подтверждается данными сейсмологии: здесь зафиксированы землетрясения с необычными для разломных зон взбросовым и надвиговым механизмами [Wolfe et al., 1993]. При этом оси максимального горизонтального сжимающего стресса ориентированы перпендикулярно простиранию разлома.

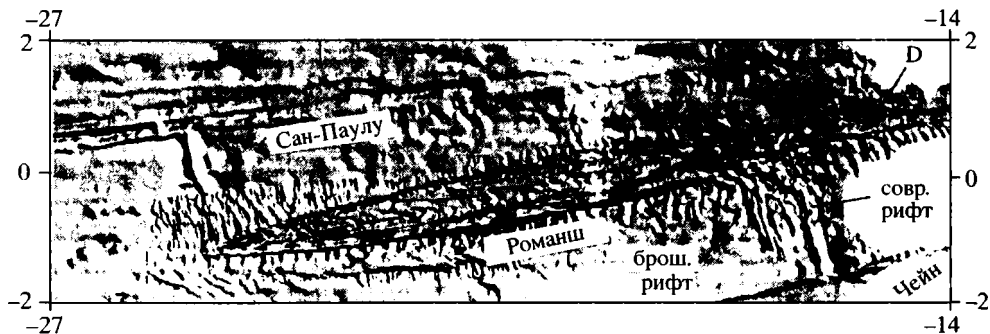
В восточной части того же трансверсивного хребта располагается несколько крупных подводных гор (в том числе и гора Белоусова), глубины над которыми менее 1000 м. Этому району соответствует отрицательная гравиметрическая аномалия, что свидетельствует о низкой плотности слагающих гору пород. Это может говорить о том, что она сложена крупными массами серпентинитов, которые, как известно, имеют малую плотность. Это предположение подтверждается драгировками – со склонов горы подняты серпентинизированные ультрамафиты, а также различные брекчии и базальты [Мазарович, Соколов и др., 2001].

Чешуйчато-надвиговое строение можно предполагать и для южной части разломной зоны Сан-Паулу. Здесь в восточной части межразломного хребта к западу от рифта на глубинах около 3500 м развит холмисто-грядовый рельеф с хаотичным распределением гор и холмов различной ориентировки. По мнению А.О. Мазаровича, этот рельеф напоминает области развития серпентинитового меланжа в офиолитовых аллохтонах на суше (там же), где они, как правило, приурочены к основаниям плоскостей крупных надвигов или слагают самостоятельные покровы.

## РАЗЛОМ РОМАНШ

Самый крупный разлом экваториальной Атлантики – Романш – протягивается приблизительно вдоль экватора и смещает ось САХ на 950 км, располагаясь примерно в 180 км к югу от зоны разломов Сан-Паулу (рис. 1.22). По данным спутниковой альтиметрии, он трассируется через всю Атлантику, продолжаясь на континентальных шельфах Южной Америки и Африки. Здесь наблюдаются наиболее значительные топографические аномалии в Атлантике: перепад глубин от днища разломной долины (впадина Вима) до гребня северного трансверсивного хребта (гора Пилсбэрри) достигает почти 7000 м.

Северный трансверсивный хребет разлома – наиболее грандиозная структура такого рода, прослеженная на расстояние более 700 км [Belderson et al., 1994]. Глубины над хребтом в отдельных местах не превышают 500–1000 м, что не согласуется с известной зависимостью глубины от возраста литосферы: они здесь на 4 км менее предсказанных моделью термальной контракции [Bonatti



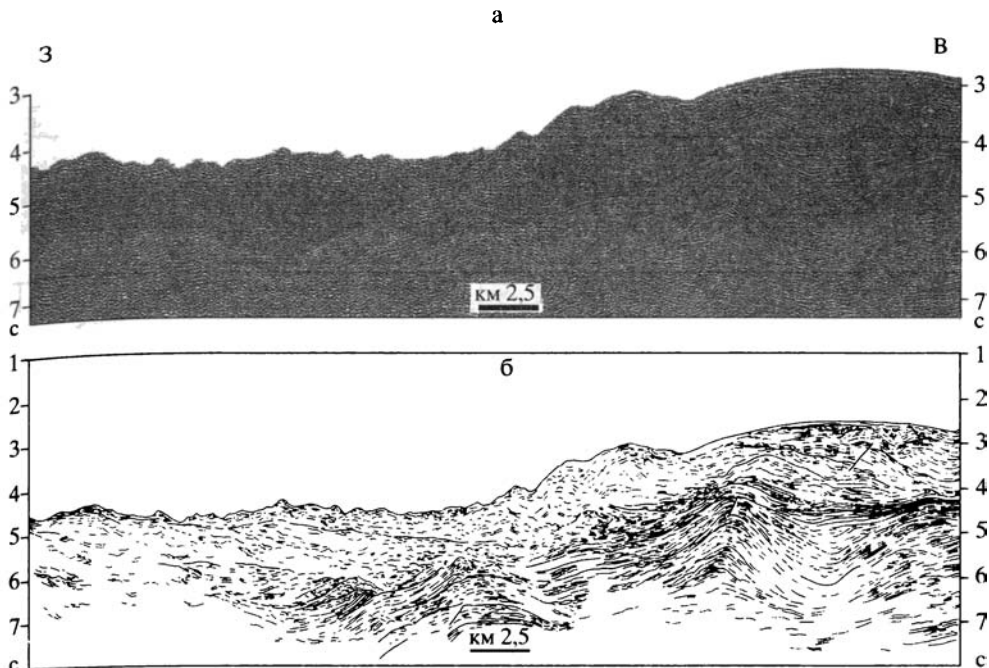
**Рис. 1.22.** Карта теневого рельефа района разлома Романш, по [Gasperini et al., 1997]  
D – поднятие D. Положение современного и брошенного рифтов показано стрелками

et al., 1994]. Этот аномальный район протяженностью более 100 км располагается между  $15^{\circ}$  и  $17^{\circ}$  з.д., непосредственно напротив зоны сочленения разлома с южным сегментом рифта.

Глубины менее 1000 м приурочены к восточной части трансверсивного хребта, обрамляющего разломную долину с севера, к району напротив зоны восточного сочленения рифт–разлом (см. рис. 1.22). Этот участок на 4 км превышает уровень, предсказанный моделью термальной контракции. Специальные геолого-геофизические исследования, проведенные здесь в 13-м, 16-м и 18-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” в рамках российско-итальянского проекта PRIMAR [Bonatti et al., 1991, 1996; Перфильев и др., 1994; Gasperini et al., 1997], показали, что верхняя плосковершинная часть хребта (поднятия А, В и С) слагается горизонтально залегающими лагунно-рифовыми известняками, перекрывающими образования океанической коры. На сейсмических профилях они представлены акустически прозрачными образованиями мощностью 250–300 м [Bonatti et al., 1991, 1994]. По данным драгирования, эти образования представлены фосфатизированными оолитовыми биогенными известняками, содержащими бентосные фораминиферы, кораллы, остатки морских ежей, гастропод и известковых водорослей, сформировавшихся на мелководных банках около 5 млн лет тому назад, на границе миоцен–плиоцен [Bonatti et al., 1991]. Эти находки были дополнены драгированным нами здесь же хорошо окатанным галечным базальтовым материалом. Было установлено также, что в вершинной части хребта свежие базальты ассоциируют с интенсивно тектонизированными габброидами. Это позволило предположить участие в становлении поперечного хребта не только тектонических, но и вулканических процессов, по крайней мере на завершающей стадии его формирования [Пушаровский и др., 1993].

Принципиально иная картина была установлена в районе поднятия D – самого восточного из серии изученных поднятий, расположенного между  $15^{\circ}$  и  $15^{\circ}30'$  з.д., восточнее района восточного сочленения рифт – разлом Романш. Здесь по данным сейсмических исследований МОВ ОГТ установлено наличие мощной, интенсивно деформированной толщи. Для выяснения природы этой толщи, ее структурного положения и площадного распространения нами было проведено драгирование склонов поднятия, а нашими итальянскими коллегами была отработана серия профилей вкрест и вдоль его простирания.

Многоканальное сейсмическое профилирование МОВ ОГТ по профилю ROM-2, проходящему вдоль гребня северного трансверсивного хребта и пересекающему поднятие D в субширотном направлении, выявило под поднятием



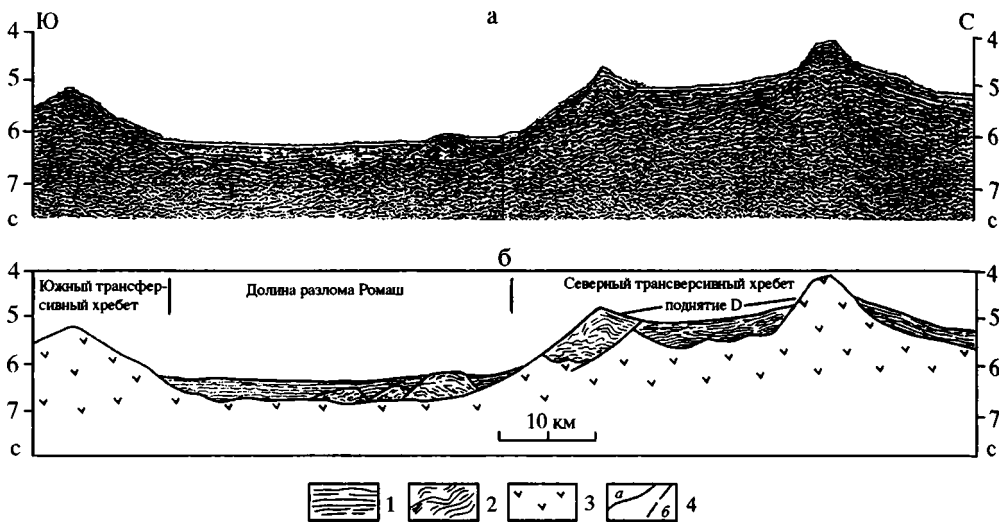
**Рис. 1.23.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-2 через поднятие D (а) и его интерпретация (б), по [Bonatti et al., 1991]

мощную деформированную толщу (рис. 1.23). Освещенность временного разреза до глубины 8 с совершенно исключает интерпретацию толщи в качестве элемента океанической коры, а характер отражений указывает на то, что здесь мы имеем дело с мощным пакетом осадочного или вулканогенно-осадочного материала. В западной части профиля эта деформированная толща приведена в соприкосновение с образованиями, где отражения практически отсутствуют (океаническая кора). Линия контакта этих двух разнородных сред полого погружается на восток и прослеживается практически от поверхности дна до глубины 8 с.

Профиль ROM-22 пересекает поднятие D в субмеридиональном направлении приблизительно по  $15^\circ$  з.д. (рис. 1.24). Верхняя его часть состоит из двух невысоких поднятий, разделенных понижением в рельефе, заполненным осадками мощностью около 300 м. В верхней части южного поднятия фиксируется та же деформированная толща мощностью до 1 с. В ее основании выделяется серия отражающих площадок, полого наклоненных на юг и маркирующих плоскость надвига, по которому эта толща надвинута на образования фундамента и горизонтально-слоистую толщу первого океанического слоя. Непосредственно под надвигом осадки заметно деформированы.

К югу от южной вершины трансверсивного хребта, в пределах разломной долины, в горизонтально-слоистой толще осадков захоронено линзовидное тело длиной около 15 км, сложенное теми же деформированными образованиями, что и верхняя часть южного поднятия. Внутри тела обособляется серия полого наклоненных на юг отражающих горизонтов (надвигов).

При анализе внутренней структуры деформированной толщи прежде всего обращает на себя внимание необычный для океанических образований стиль деформаций и неравномерность их распределения по разрезу – система дисгар-



**Рис. 1.24.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-22 через поднятие D (а) в интерпретации автора (б), по материалам Э. Бонатти, М. Лиджи и Л. Гасперини 16-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”

1 – осадки; 2 – деформированная толща; 3 – океаническая кора; 4 – разрывные нарушения: а – надвиги; б – сбросы

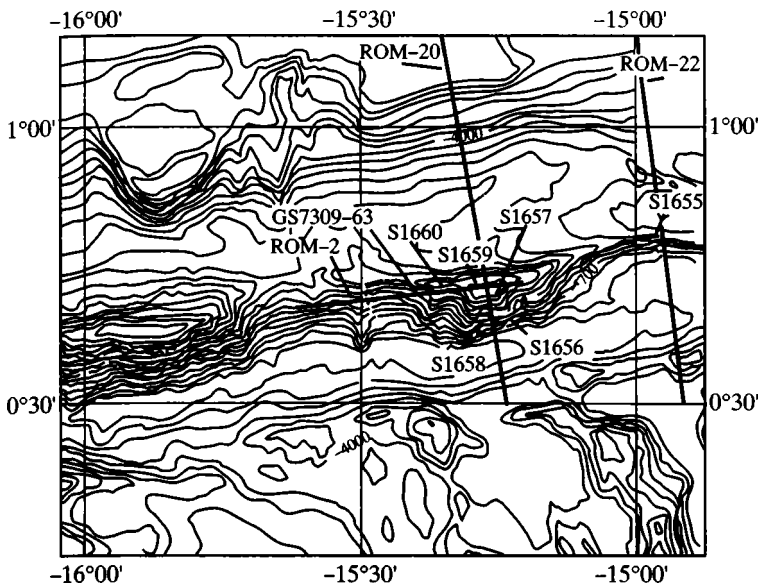
моничных, нередко лежачих, складок, рассеченная большим количеством надвигов. Такой характер деформаций не вызывает сомнений в том, что толща сформировалась в обстановке интенсивного горизонтального сжатия и более всего напоминает деформации в подводно-оползневых образованиях.

Объем драгировок, выполненных в районе поднятия D, позволяет дать достаточно полное представление о возрасте и вещественном составе пород, слагающих рассмотренную выше деформированную толщу и о составе подстилающих ее образований.

Верхняя часть разреза поднятия D опробована пятью драгами в интервале глубин 2100–3500 м (ст. GS7309-63, S1657, S1659, S1660, S1655) (рис. 1.25). В полном соответствии с данными интерпретации сейсмических профилей здесь распространены исключительно осадочные образования.

На ст. GS7309-63 ранее были подняты различные полуконсолидированные тонкослоистые породы с обломочной частью алевритовой размерности, с прослоями хорошо сортированного кварца и калиевого полевого шпата, включающими обломки зерен оливина, пироксена и измененного вулканического стекла, микритовых известняков, радиоляриевых микритов и кремней [Bonatti et al., 1991]. Эти породы, по мнению Э.Бонатти, представляют собой контуристы.

Осадочные породы на других станциях в верхней части поднятия D представлены окремнелыми и песчанистыми известняками с обломками перекристаллизованных раковин фораминифер и аргиллитами. В целом эти породы образуют необычную ассоциацию – известняки и практически бескарбонатные аргиллиты. По мнению С.Г. Сколотнева, отсутствие известковистого материала в аргиллитах можно объяснить достаточно быстрым осаждением большого количества глинистого материала при формировании различных суспензионных потоков, возникающих и движущихся на подводных склонах. Наличие в аргиллитах линзовидных изогнутых прослоев кварца и перемытых обломков ар-



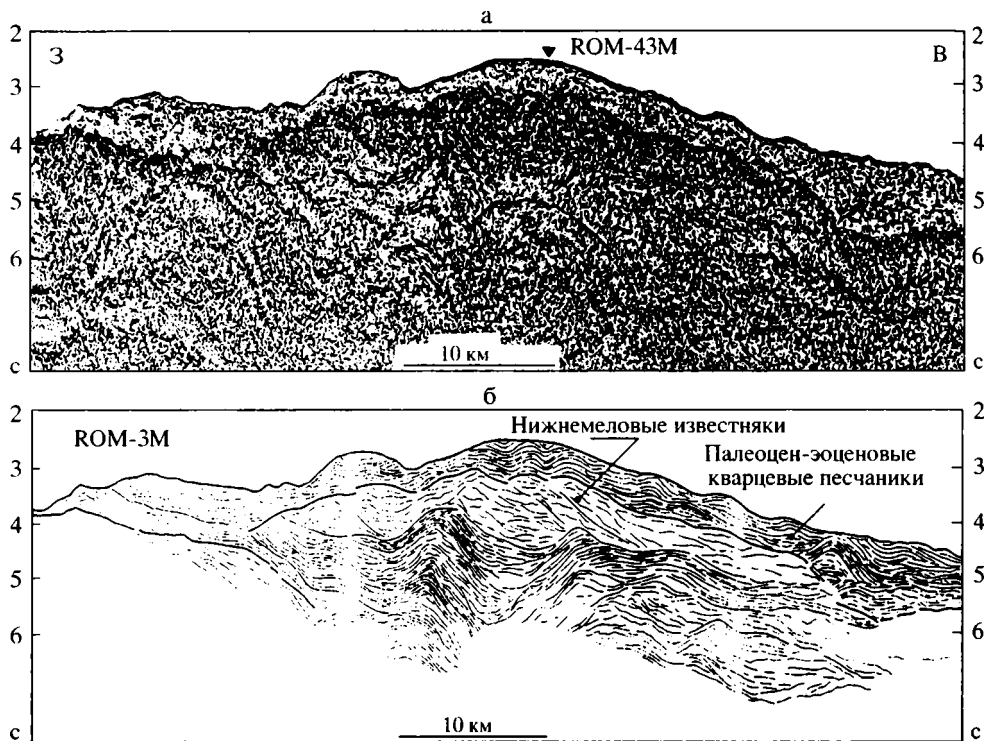
**Рис. 1.25.** Схема расположения станций драгирования и профилей МОВ ОГТ в районе поднятия D северного трансверсивного хребта зоны разлома Романш, напротив восточного сочленения рифт-разлом

гиллитов, сцементированных тем же аргиллитовым материалом, служат подтверждением того, что эти породы сформировались из текущего, движущегося материала. В целом, все осадочные породы в значительной степени тектонизированы, по трещинам развиваются многочисленные зеркала скольжения.

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

Деформированная осадочная толща, слагающая верхи разреза северного трансверсивного хребта в районе поднятия D, по данным драгирования средней и нижней частей южного склона залегает на океанических образованиях – серпентинизированных ультрамафитах, габброидах и, в меньшей степени, долеритах (ст. S1658 и S1656) (см. рис. 1.25). В основании склона развиты серпентинитовые тектониты с сильно деформированными обломками габброидов и клинопироксенитов, по внешнему облику аналогичные мономиктовым серпентинитовым меланжам офиолитовых ассоциаций.

Контакт между деформированными осадочными породами и образованиями океанической коры проходит в районе ст. S1655 по изобате 3400 м, поскольку здесь в одной драге подняты и осадочные породы и габброиды с долеритами. Так как вершина поднятия D находится на глубинах около 2000 м, то видимая мощность толщи составляет не менее 1500 м. По ряду косвенных признаков этот контакт в целом имеет тектоническую природу. Это хорошо видно на профиле ROM-22, где в верхней части трансверсивного хребта эта толща по надвику перекрывает не только образования консолидированной океанической коры, но и толщу горизонтально-слоистых осадков первого слоя (см. рис. 1.24). Непосредственно к югу в основании южного склона хребта и практически уже в пределах



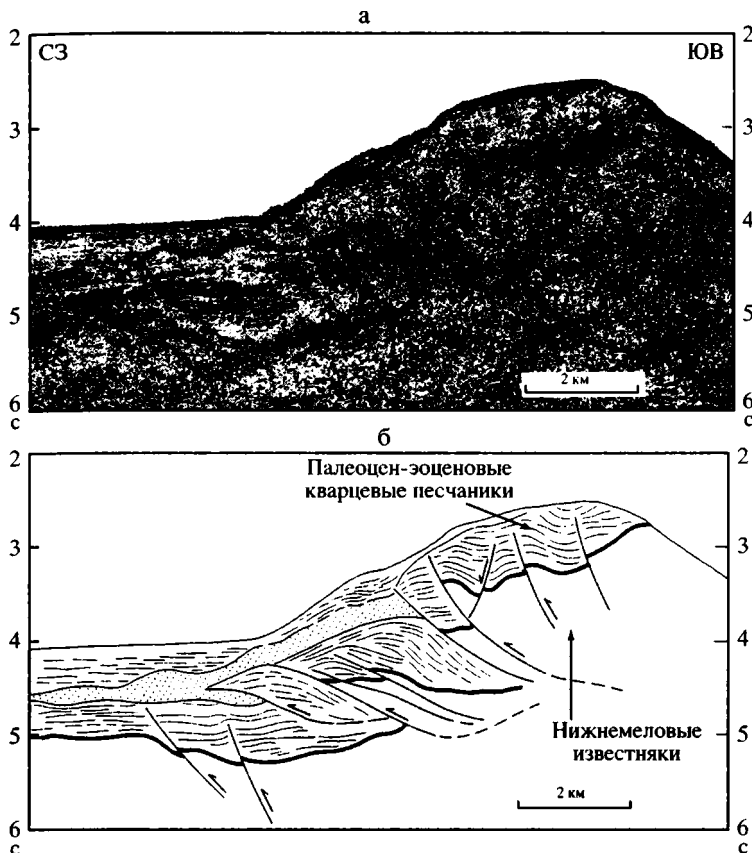
**Рис. 1.26.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-32М через поднятие D (а) и его интерпретация (б), по [Gasperini et al., 1997]  
 Пояснения см. в тексте

разломной долины (см. рис. 1.24, левая часть) структурные соотношения тела деформированных осадочных пород, подстилающего их океанического фундамента и перекрывающих осадков указывают на сохранившееся первичное залегание деформированной толщи поверх фундамента в виде оползшего блока.

В этом же районе были выполнены еще два профиля МОВ ОГТ – широтный ROM-32М и ориентированный в направлении СЗ–ЮВ профиль ROM-43М [Bonatti et al., 1996; Gasperini et al., 1997] (рис. 1.26 и 1.27).

Как установлено этими исследователями, сейсмический разрез на обоих профилях состоит из двух толщ. Верхняя толща слоистая, смята в систему сложных складок и нарушена большим количеством надвигов, наклоненных в южном направлении, в сторону разломной долины, что предполагает сжатие, ориентированное в субмеридиональном направлении и направленное с юга на север. Породы, драгированные из этой части разреза, представлены полосчатыми тектонизированными биомикритами и кварцевыми песчаниками, что указывает на континентальный источник сноса при их формировании [Bonatti et al., 1996]. Возраст этих пород, определенный по микрофауне фораминифер, отвечает среднему палеоцену – среднему эоцену, т.е. 65–55 млн лет. Для низов толщи возможен позднемеловой возраст.

Нижняя толща представляет собой деформированные блоки, внутри которых устанавливается большое количество складок. Вся толща в целом нарушена большим количеством надвигов, часть из которых пронизывает весь разрез. Верхняя часть нижней толщи слабослоистая. Породы из основания толщи пред-

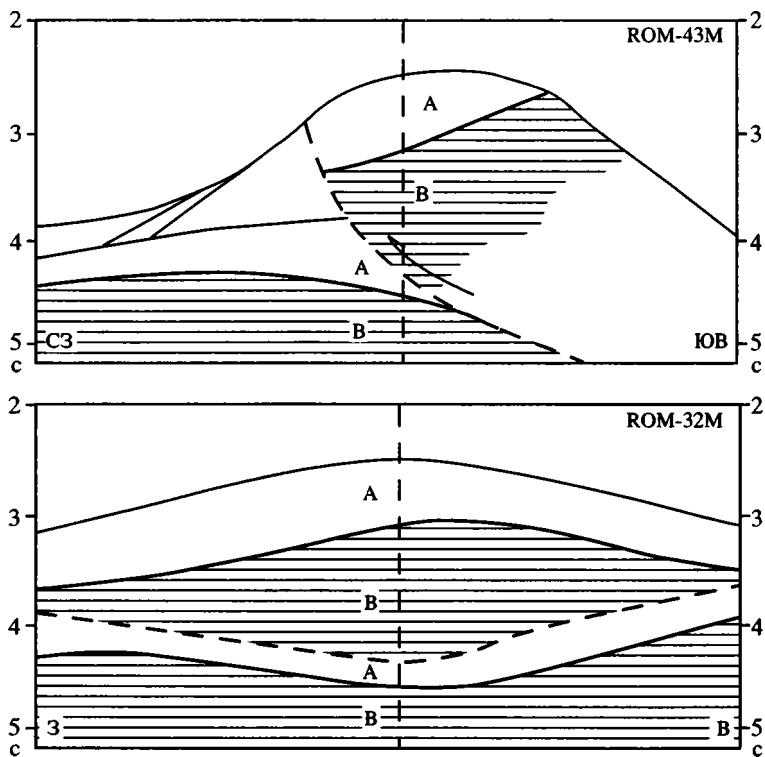


**Рис. 1.27.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ ROM-43М через поднятия D (а) и его интерпретация (б), по [Gasparini et al., 1997]

ставлены доломитизированными известняками, содержащими микрофауну радиолярий. Возраст этих пород соответствует раннему мелу (берриас; 140 млн лет). Породы по внешнему облику напоминают известную нижнемеловую формацию Майолика. Сходные образования присутствуют в основании континентальных склонов Южной Америки и Африки, в периферических частях котловин Блейк-Багамас (Blake-Bahamas) и Зеленого Мыса, соответственно. Породы сильно перекристаллизованы, содержат большое количество микритового кальцита. Известняки вниз по разрезу переходят в слоистые, сильно деформированные детритовые отложения неизвестного возраста. Недостаточная глубина освещенности сейсмических разрезов не позволила выявить основание толщи на отработанных профилях. Авторы профилей уверенно говорят о тектоническом сдавливании осадочного разреза и последующем усложнении его структуры полого наклоненными на юг надвигами (рис. 1.28).

Все приведенные выше материалы по структуре, вещественному составу и возрасту пород отражены на концептуальном геологическом профиле через северный трансверсивный хребет в районе поднятия D (рис.1.29).

Итак, в верхней части разреза северного трансверсивного хребта в районе поднятия D в “пассивной” части зоны разлома Романш, приблизительно в 100 км восточнее района восточного пересечения рифт–разлом, по результатам много-



**Рис. 1.28.** Схематический геологический разрез поднятия D, по [Gasperini et al., 1997]

Пунктир – линия пересечения профилей ROM-32M и ROM-43M. Буквами обозначены: А – палеоцен-эоценовые кварцевые песчаники, В – нижнемеловые известняки типа “Майолика”

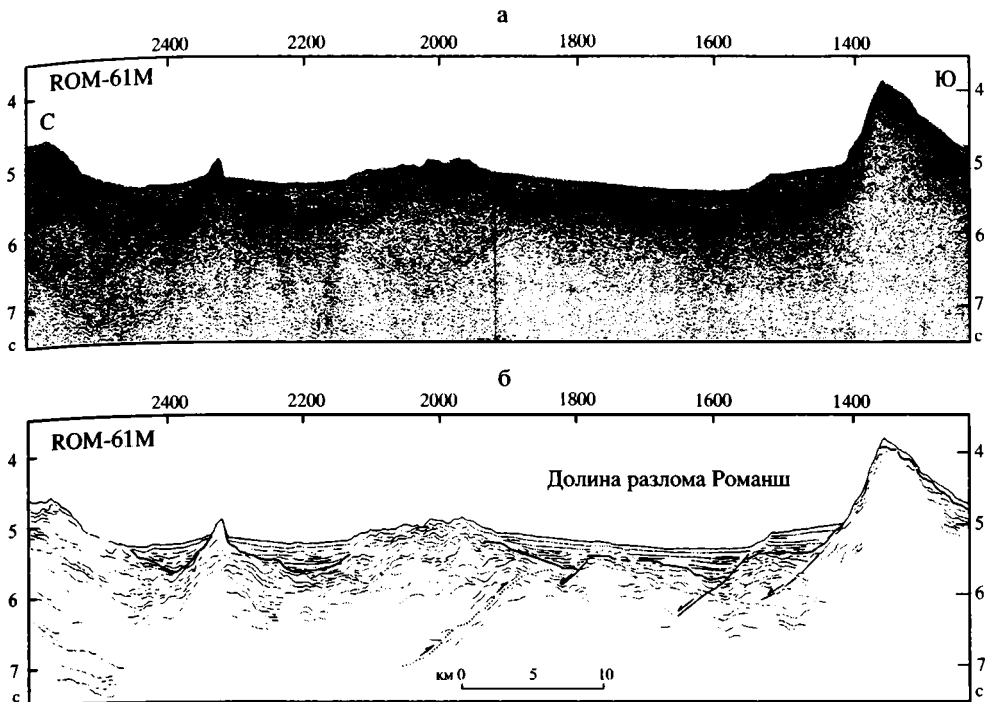


**Рис. 1.29.** Схематический профиль северного трансверсивного хребта разлома Романш в районе поднятия D

1 – палеоцен-эоценовые кварциты; 2 – нижнемеловые известняки; 3 – осадки; 4 – базальты; 5 – габбро; 6 – серпентиниты; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – надвиги

канального сейсмопрофилеирования и по данным драгирования установлено наличие необычной для океанических обстановок сложнодеформированной осадочной толщи раннемелового–эоценового возраста, имеющей, вероятно, подводно-оползневое происхождение. Раннемеловой возраст нижней части толщи не укладывается в схему нормального спрединга океанической коры, поскольку рассматриваемая часть северного трансверсивного хребта зоны разлома Романш должна иметь возраст 55–60 млн лет (расчитанный по скорости спрединга 1,75 см/год) и располагается в осевой части САХ. Аномальным является и присутствие в этой





**Рис. 1.30.** Меридиональный профиль МОВ ОГТ ROM-61M через западную, пассивную, часть разлома Романш (а) и его интерпретация (б), по [Gasperini et al., 1997]

толще аркозового материала. Все эти особенности позволяют рассматривать данную толщу в качестве своеобразного неспредингового блока.

Сходные образования обнаружены в 1100 км к востоку от поднятия D, в пределах “пассивного” отрезка разлома Романш, в районе 6°30' з.д. Здесь, между абиссальными котловинами Сьерра-Леоне и Гвинейской, в пределах распространения океанической коры на юго-западном окончании подводного хребта Берега Слоновой Кости (Ivory Coast – Ghana Ridge) во время погружений “NAUTILE” закартированы сильно тектонизированные, зеленокаменно измененные осадочные образования – метааркозовые песчаники, алевролиты и кварциты. Эти породы также представляют собой дериваты гранитной континентальной коры [Honnorez et al., 1994].

Очень интересные данные по геологии и структуре западной части разломной зоны Романш были получены в 1996 г. в экспедиции на НИС “Геленджик” в рамках того же проекта PRIMAR [Gasperini et al., 1997]. В частности, на сейсмическом профиле МОВ ОГТ, пересекающем разлом в его пассивной части, в 430 км к западу от западного пересечения рифт–разлом, отчетливо проявлены деформации сжатия в блоке, находящемся непосредственно к северу от долины разлома (рис. 1.30). По мнению Л. Гасперини и Э. Бонатти, стиль деформаций внутри этого блока очень сходен с деформациями осадочной нижнемеловой толщи в районе восточного сочленения рифт–разлом.

По предварительным данным, две линзы деформированной толщи предположительно осадочного происхождения идентифицированы в районе поднятия, входящего в систему разломов Сан-Паулу, приблизительно в 40 милях к северу

от поднятия D (профиль ROM-41; 18-й рейс). Можно предположить, что структурно они занимают позицию, аналогичную той, которая имеет место в зоне разлома Романш, т.е. представляют собой неспрединговый блок.

Таким образом, анализ сейсмических данных позволяет говорить о спорадическом распространении деформированной осадочной толщи раннемелового возраста в виде фрагментов неспрединговых блоков вдоль всего простиранья разлома Романш и частично в зоне разлома Сан-Паулу.

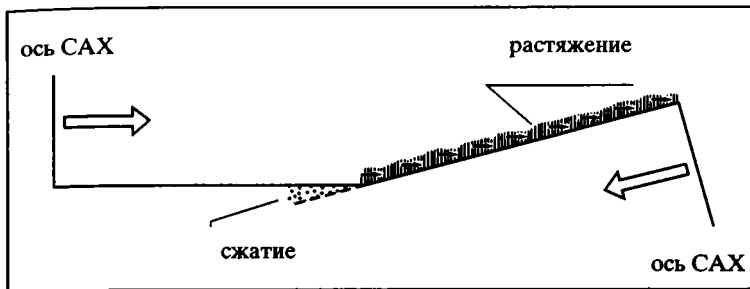
Из известных палеобатиметрических реконструкций следует, что уже 170 млн лет назад между Африкой и Северной Америкой существовал протяженный узкий, но глубокий океанический бассейн, который через 20 млн лет существенно разросся и фактически обозначил раннюю фазу развития Центральной Атлантики [Emeru, Uchupt, 1984].

Именно к этому времени приурочено начало формирования аномальной нижнемеловой толщи в пределах африканской континентальной окраины. Заметим, что возраст габброидов неспредингового блока горы Пейве, расположенной в осевой части САХ между разломами Долдрамс и Вернадского (см. выше) составляет 170 млн лет, а их образование связывается с ранним этапом континентального рифтинга, предвалявшего раскрытие Атлантики. При этом с формирующегося континентального склона происходило гравитационное соскальзывание масс осадочного материала, образующегося за счет разрушения нижнемеловых и более древних континентальных образований, с формированием своеобразных гравитационных покровов на участках уже консолидировавшейся океанической коры (сходная по внутренней структуре слоистая деформированная толща, выявленная многоканальным сейсмопрофилированием [Rosendahl et al., 1991, 1992], обнаружена под континентальным склоном в юго-восточной части Гвинейского залива, куда продолжают экваториальные разломы, в том числе и Романш).

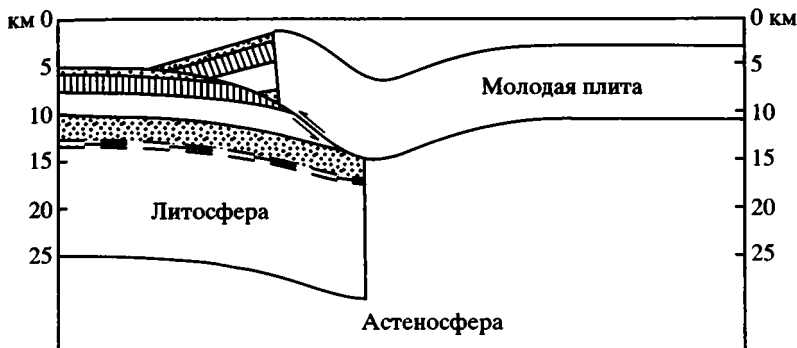
Фрагменты этих покровов, попав в зону разлома Романш, вероятно, переместились в свое современное положение в пределах северного трансверсивного хребта при сдвиговых движениях по разлому, а в постэоценовое время они подверглись интенсивному сжатию, ориентированному в меридиональном направлении. На последующих этапах развития разлома Романш “континентальные” нижнемеловые образования были перекрыты горизонтально залегающими осадками 1-го слоя.

5 млн лет тому назад часть северного трансверсивного хребта зоны разлома Романш непосредственно к западу от поднятия D была поднята выше уровня моря и затем погрузилась на глубины 1000–2000 м [Bonatti et al., 1994]. Отсутствии “шапки” лагунно-рифовых образований в районе поднятия D, в отличие от более западных участков хребта, указывает на то, что эта его часть не испытала столь контрастных вертикальных перемещений и никогда не поднималась до уровня моря. Тем не менее, являясь составной частью трансверсивного хребта, фрагменты нижнемеловой толщи на новейшем этапе принимали участие в становлении современной тектонической структуры и частично оказались сорванными со своего океанического основания, внося тем самым дополнительный осложняющий элемент в картину тектонической расслоенности океанической коры рассматриваемого района.

В целом, разлом Романш характеризуется исключительно широким спектром пород, включая щелочные габброиды и базальты. В вертикальном сечении бортов разломной долины наблюдается самое разнообразное сочетание пород, не прослеживающееся по простиранью разлома более, чем на несколько километров. При этом нередко глубинные образования встречаются на любом гип-



**Рис. 1.31.** Модель формирования зон сжатия и растяжения за счет изменений в геометрии разлома Романш, по [Bonatti et al., 1991]



**Рис. 1.32.** Модель формирования надвигов северного трансверсивного хребта зоны разлома Романш в районе восточного сочленения рифт–разлом, по [Bonatti et al., 1994]

Пояснения см. в тексте

сометрическом уровне, в том числе и в самых верхних частях разрезов [Bonatti, Nonnalez, 1976; Пущаровский и др., 1993].

В истории развития разлома Романш устанавливаются эпизоды сменявших друг друга режимов интенсивного горизонтального сжатия и растяжения, которые могли привести к тектоническому расслоению литосферы, реализовавшемуся в выводе глубинных литопластин к поверхности дна. По мнению Э. Бонатти, динамический режим в зоне разлома определялся и определяется изменениями геометрии системы рифт–разлом и непрямолинейностью ее генерального простирания (рис. 1.31). По данным спутниковой альтиметрии и съемки сонаром бокового обзора, широтное простирание в его западной части меняется на ЗЮЗ–ВСВ в восточной части. Это изменение происходит достаточно резко в районе 19°20' з.д. Благодаря этому протяженный отрезок северного трансверсивного хребта в восточной части разлома оказался в обстановке сжатия [Bonatti et al., 1991, 1994], в результате чего произошло поднятие трансверсивного хребта на аномально высокий уровень. Как бы там ни было, формирование чешуйчато-надвиговой структуры северного трансверсивного хребта в районе восточного сочленения рифт–разлом произошло до этого эпизода, в интервале времени 25–5 млн лет тому назад.

По другой модели в районе восточного сочленения рифт–разлом древняя холодная и мощная литосфера взаимодействует с расположенной напротив нее

молодой горячей и тонкой. В результате сжатия в верхней части древней литосферы возникли надвиги, структурным проявлением которых могут быть обнаруженные во многих районах Атлантики, в том числе и в рассмотренных выше, наклонные отражающие горизонты в океанической коре, выявленные многоканальным сейсмопрофилеированием [Bonatti et al., 1994]. В предложенной схеме воздымание трансверсивного хребта обусловлено надвигообразованием, в процессе которого глубинные образования оказываются выведенными в верхние части коры (рис. 1.32). Стало быть, и в данном случае речь должна идти о тектоническом расслаивании океанической литосферы.

Суммируя полученные нами данные с результатами предыдущих исследований, можно дать следующую схему геологической истории северного трансверсивного хребта разломной зоны Романш: воздымание океанического дна в интервале 10–5 млн лет назад, характеризующееся контрастными вертикальными движениями отдельных блоков океанической коры и сопровождаемое глубинными срывами и выведением глубинных пород в верхние горизонты коры в результате как вертикальных, так и горизонтальных перемещений сорванных блоков; вулканическая деятельность, продуцирующая базальты, развивающаяся на сложно построенном, тектонизированном меланократовом основании и происходящая на фоне воздымания; высокое стояние 5 млн лет тому назад и последующее медленное опускание, в ходе которого на участках, расположенных вблизи уровня моря, накапливался абразионный материал и формировались органические постройки типа коралловых рифов; быстрое опускание с амплитудой около 1000 м [Пушаровский и др., 1993].

Многообразие форм проявления тектонического расслаивания литосферы в зоне разлома Романш сказанным не исчерпывается. Так, в районе восточного сочленения рифта с разломом описан процесс перескока рифта (джампинг) в восточном направлении [Bonatti et al., 1993; Пушаровский и др., 1994; Перфильев и др., 1994; Перфильев, 1995].

Здесь имеются два продольных тектонических элемента: современный рифт на востоке и “брошенный” рифт на западе (см. рис. 1.22). Современный рифт распадается на три сегмента. В южном сегменте строение рифта типично для структур такого рода. Средний сегмент построен более сложно, но общая структура рифта выделяется достаточно уверенно. Северный же сегмент вообще не имеет морфологически выраженного рифта. Вся прилегающая к Романшу область представляет собой сложную мозаику хаотически расположенных мелких поднятий и прогибов с очень крутыми склонами. Нодальная впадина и угловое поднятие здесь отсутствуют. Многочисленные драгировки в этой области выявили преимущественное развитие серпентинизированных ультрамафитов. В отдельных драгах в небольшом количестве встречены свежие базальты, составляющие не более первых процентов от объема поднятого материала. Таким образом, в данном случае налицо “сухой” спрединг диффузного типа.

Весьма существенно, что аномальное магнитное поле над современным рифтом никак не отражает его структуру: здесь не наблюдается совпадения границ магнитных аномалий со структурами рифта, а осевая положительная аномалия вообще отсутствует. Вместо этого большей части рифта отвечает отрицательная аномалия магнитного поля. Причина этого парадокса, по-видимому, кроется в отсутствии здесь “нормальной” последовательности пород океанической коры, в ее сложном, тектонически расслоенном строении.

Расположенный в 80 км западнее “брошенный” рифт представляет собой отрицательную линейную структуру, ориентированную, так же как и современный рифт, в субмеридиональном направлении. Драгировки по широтному про-

филю от современного рифта через межрифтовое пространство до “брошенного” рифта подтвердили правомерность предположения о перескоке оси спрединга от “брошенного” рифта к современному. В соответствии с ними находятся и палеонтологические данные: в известняках, перекрывающих западный фланг “брошенного” рифта, определены фораминиферы и нанопланктон нижнего миоцена, а известняки, поднятые в межрифтовом пространстве восточнее, датированы верхним миоценом. Сравнение “брошенного” рифта с современным показывает, что первый находится на более зрелой стадии развития. Он морфологически выражен на всем протяжении, хотя, как и в современном рифте, северная его часть характеризуется “сухим” спредингом, с выводом на поверхность дна мантийных тектонитов.

Таким образом, в районе восточного сочленения рифта с разломом Романш устанавливается перескок рифта в восточном направлении. При этом джампинг не ограничивается только “брошенным” и современным рифтами, вероятно, их было как минимум несколько [Перфильев и др., 1994]. Такой тип перескакивания рифта, выделенный А.С. Перфильевым под названием среднеамплитудного джампинга, установлен в Исландии и предполагается для района к югу от разлома Зеленого Мыса [Перфильев, 1995]. Подобное явление описано и в офиолитах, в частности, в Мугоджарах на Южном Урале [Перфильев и др., 1985; Куренков и др., 2002]. Оно совершенно обоснованно связывается с тектонической расслоенностью литосферы и ротационными силами [Перфильев, 1995]. При этом предполагается, что верхняя оболочка литосферы (кора) при вращении Земли отстает от более глубоких мантийных частей, где зоны вертикального мантийного потока достаточно стабильны в пространстве. Следы такого отставания выражены в перескоке оси спрединга. Достаточная для этого величина ротационных сил обоснована в работах М. Гасперини [Gasperini, 1993], а необходимый для проскальзывания маловязкий слой в верхах литосферы может быть связан с серпентинизацией или с резким уменьшением вязкости мантийного материала на глубинах 15–20 км [Иванов, 1990].

## РАЗЛОМ ЧЕЙН

Непосредственно к югу от разлома Романш располагается разлом Чейн, смещающий ось САХ более чем на 300 км, что ставит его в один ряд с крупнейшими разломами Атлантики.

В отличие от разлома Романш, в разломе Чейн ступенчатым драгированием выявлена упорядоченность различных типов пород в вертикальном сечении: вверх по склону ультрамафиты сменяются габброидами, а затем базальтами [Пущаровский и др., 1993]. Данная последовательность соответствует представлениям о нормальном разрезе океанической коры, что в пределах САХ является достаточно редким случаем.

Драгировки бортов восточного и западного сегментов рифтовой долины, примыкающих к разломной долине Чейн соответственно с юга и с севера, показали наличие здесь глубинных образований – ультрамафитов и габбро; т.е. здесь установлен изначально аномальный разрез: базальты изливаются непосредственно на ультрамафиты, либо ультрамафиты и габбро слагают борта рифта. Аналогичная картина имеет место во многих сегментах САХ Центральной Атлантики и, как выясняется, является скорее правилом, чем исключением. Подобная картина находит свое объяснение в существовании под рифтовыми зонами пологих глубинных срывов, сформировавшихся в условиях растяжения, когда спрединг реализуется в условиях дефицита бюджета маг-

мы (“сухой” спрединг), а глубинные породы оказываются выведенными в верхние горизонты коры. На наш взгляд, это не что иное, как структурно-вещественное выражение ранней тектонической расслоенности океанической коры и верхней мантии.

## **ФЛАНГИ САХ**

Рассмотренные выше примеры касались тектонической расслоенности коры и верхов мантии сводовой части САХ. Высокая степень такой расслоенности характерна и для его фланговых частей [Одинокоев и др., 1990; Удинцев и др., 1996], где структуры хребта граничат со смежными глубоководными котловинами. Обособляющиеся здесь зоны краевых дислокаций шириной до 400 км выделяются интенсивной раздробленностью рельефа дна и акустического фундамента, складчатыми деформациями осадочного чехла в “карманах” фундамента, наличием в кровле фундамента различных тектонических брекчий, изменениями характера основных геофизических полей. Формирование этих своеобразных поясов сжатия связывается с гравитационным соскальзыванием коровых чешуй со склонов САХ, либо с усилиями сжатия, направленными со стороны осевой рифтовой зоны на края фланговых плато и соответственно с тектоническим расслоением литосферы (там же).

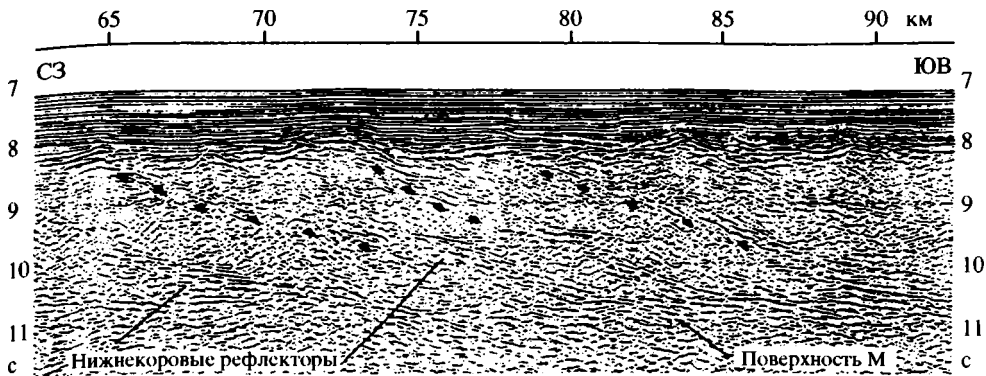
## **ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОТЛОВИНЫ**

Широкое применение многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, в том числе его модификации в виде широкоугольного сейсмопрофилирования, выявило тектонические деформации, запечатленные на сейсмических разрезах в виде многочисленных пологонаклонных отражающих горизонтов внутри корового разреза океанической коры практически во всех глубоководных котловинах Атлантики. Наличие в этих структурах достаточно мощной, до нескольких сотен метров, осадочной толщи, перекрывающей океанический фундамент, создает очень благоприятные условия для этого метода исследований, способствующего расшифровке внутреннего строения океанической коры и верхов мантии.

## **Северо-Американская котловина**

Особенно наглядно такие деформации проявлены на профилях в пределах абиссальной равнины Гаттераса в Северо-Американской глубоководной котловине, в районе пересекающего ее разлома Блэк Спур, к юго-западу от Бермудских островов. Здесь уже давно в нижней части третьего слоя обособлялся протяженный отражающий горизонт, получивший в литературе название “горизонт R” [Grow, Markl, 1977; NAT Study Group..., 1985]. Наличие подобных сейсмических границ предусматривало вертикальную расслоенность океанической коры более высокого порядка по сравнению с общепринятой слоистой моделью. Имеются работы, где данный горизонт рассматривается в качестве кровли магматической камеры [Mutter, 1985].

Переинтерпретация этих материалов с применением операции миграции временно́го разреза выявила в коре большое количество протяженных (15–20 км) субгоризонтальных и полого наклоненных на восток, в сторону оси САХ, отражающих горизонтов как в верхней, так и в нижней частях корового



**Рис. 1.33.** Фрагмент профиля ШГСП NAT-15, по [McCarthy et al., 1988]

Точки показаны наклонные отражающие горизонты, интерпретируемые в качестве надвигов. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 1,5

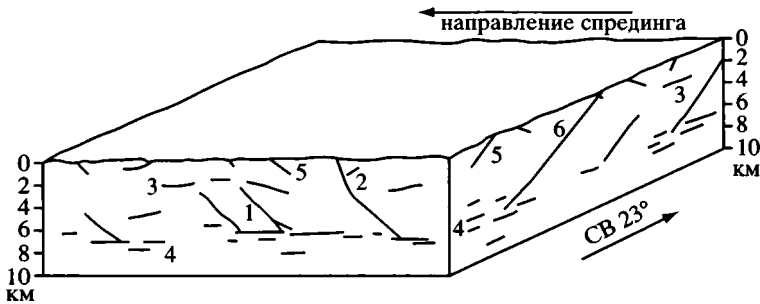
разреза [McCarthy et al., 1988]. Часть этих горизонтов раслаивает всю кору, вплоть до границы М (рис. 1.33). Совершенно естественно интерпретировать эти горизонты в качестве надвигов [Разницин, 1989], хотя МакКарти с соавторами считали их нормальными сбросами, сформировавшимися в процессе спрединга в оси САХ, а часть даже связывали с магматической расслоенностью в низах коры. Позднее приблизительно тот же коллектив исследователей [Morris et al., 1993] пришел к выводу о том, что наклонные отражающие горизонты в нижней коре также представляют собой разрывные нарушения и не связаны с магматической расслоенностью.

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

Позднее в районе профилей NAT-15 была выполнена целая серия многоканальных сейсмических профилей МОВ ОГТ и ШГСП в двухсудовом варианте, параллельных и перпендикулярных оси САХ [White et al., 1990]. Это – одни из самых качественных работ такого рода в океане вообще. В цитированной выше работе коллектив авторитетных английских и американских геофизиков провел тщательный анализ этих профилей. Остановимся на ней подробнее, поскольку сделанные авторами выводы имеют принципиальное значение для наших последующих рассуждений о тектонической расслоенности мезозойской коры Атлантики, в частности, и верхней части океанической литосферы, вообще.

На блок-диаграмме по результатам полигонной съемки в коровом разрезе выделяется несколько классов наклонных отражающих горизонтов (рис. 1.34).

На профилях, ориентированных перпендикулярно оси САХ (flow-line profiles), таких классов пять. 1 – наклонные рефлексоры в нижней части коры с углами падения 20–40°, из них 62% падают на восток под углом 30°, остальные – на запад; такие рефлексоры встречаются через каждые 4–6 км. 2 – рефлексоры, наклоненные на восток под углом 35° и пронизывающие всю кору от кровли фундамента до поверхности М; в верхней трети разреза они становятся не-



**Рис. 1.34.** Блок-диаграмма, иллюстрирующая инфраструктуру океанической коры в Северо-Американской котловине, в районе разлома Блэк Спур, по [White et al., 1990]  
Пояснения см. в тексте

сколько круче. 3 – очень яркие субгоризонтальные рефлекторы длиной 1–8 км на глубинах 1–3 км ниже кровли фундамента. 4 – горизонтальные рефлекторы в основании коры, нередко группирующиеся в достаточно мощные пакеты отражений. 5 – короткие отражающие горизонты в самой верхней части коры, наклоненные на запад и на восток под углом 10–40°. Обычно они ассоциируются с уступами в кровле фундамента.

Для профилей, ориентированных параллельно срединно-океаническому хребту, наиболее характерны яркие отражающие горизонты, наклоненные преимущественно на юг под углами 10–30° и пересекающие весь разрез от кровли фундамента до горизонтальных отражающих горизонтов в основании коры. На рис. 1.34 они обозначены цифрой 6. Только 20% из них имеют южные падения. Они следятся через каждые 20 км и в отдельных случаях секут пакеты горизонтальных рефлекторов в основании коры. В большинстве же случаев они оканчиваются в самых низах корового разреза. В рельефе фундамента они никак не выражены.

Непротяженные субгоризонтальные рефлекторы в верхней части коры (3) по облику весьма сходны с рефлекторами, занимающими аналогичное положение на “flow-line”-профилях.

Горизонтальные рефлекторы в нижней части коры, относящиеся к верхней мантии, группируются в мощные расслоенные пакеты и по структурному рисунку весьма схожи с верхнемантийными отражающими горизонтами на сейсмических профилях в континентальной коре. В целом расслоенность низов коры – верхов мантии более характерна для “isochron”-профилей.

В зоне разлома Блэк Спур и в ее окрестностях сейсмическая картина усложняется с появлением отчетливых непротяженных рефлекторов, угол падения которых меняется по простиранию разлома.

В среднем наклонные рефлекторы в разрезе океанической коры рассматриваемого района наблюдаются через каждые 20 км, при этом авторы (там же) совершенно обоснованно говорят о “новом сейсмическом имидже” океанической коры вообще, по сравнению со ставшими уже привычными горизонтально-слоистыми геофизическими моделями. Анализируя временные разрезы по профилям, расположенным косо по отношению к ортогональным и параллельным (относительно оси САХ) профилям, исследователи вынуждены констатировать, что имеют дело с двумя различными структурными планами: в одном случае – с параллельным оси САХ, с падением рефлекторов на восток под углом 30–40°, в другом – с ортогональным, при этом рефлекторы наклонены на юг и юго-запад под углом 20–30°.



Очень существенно, что все наклонные отражающие горизонты в океанической коре авторы рассматривают в качестве тектонических нарушений. На профилях, перпендикулярных САХ, это – нормальные сбросы, сформировавшиеся в рифтовой долине в процессе спрединга. Исключение делается только для наклонных рефлекторов на изохронных профилях, пересекающих весь коровый разрез. В этом случае говорится о надвигах, появление которых обусловлено термоэластическим стрессом в процессе остывания коры.

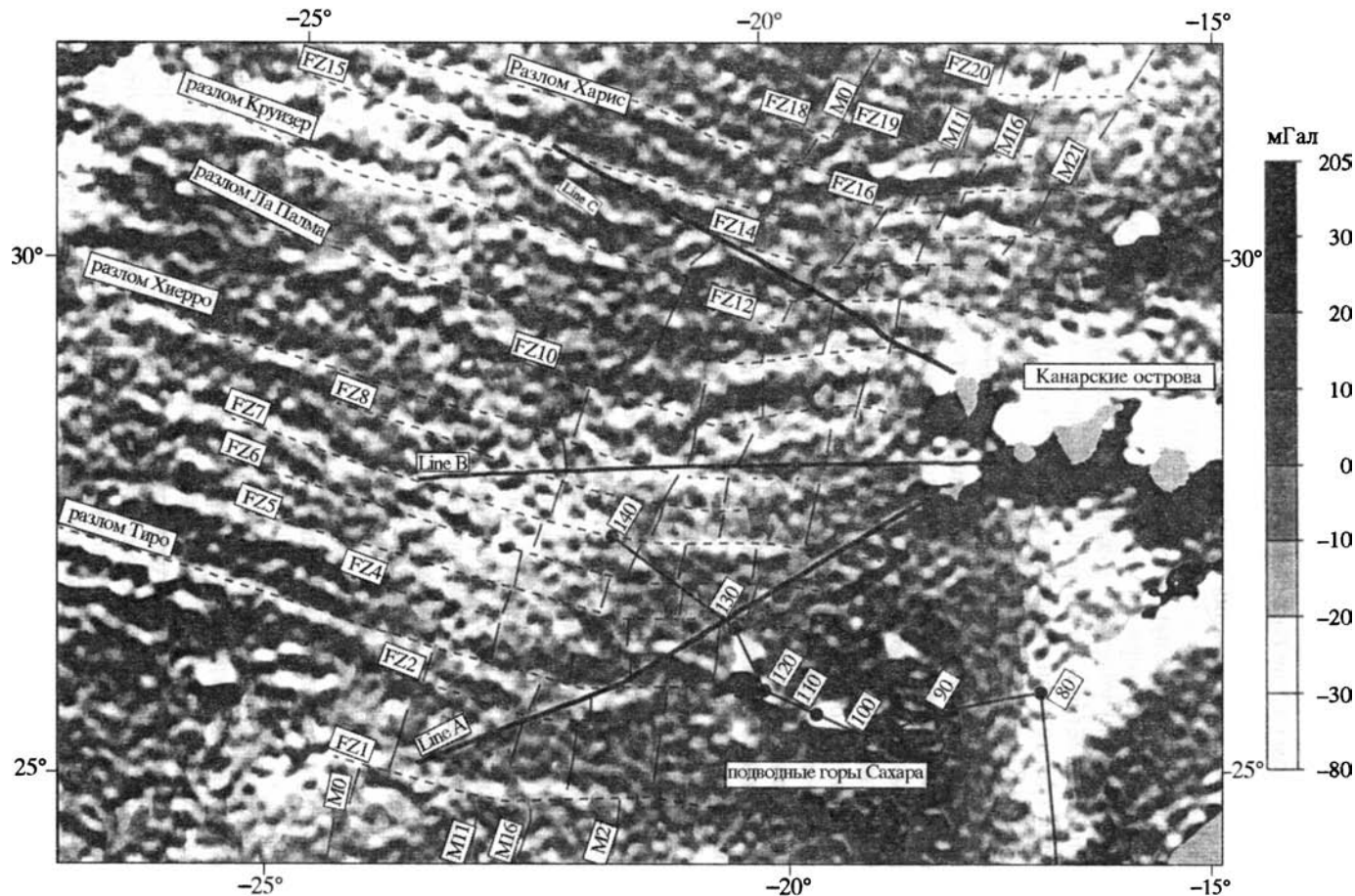
Проведенные исследования в варианте широкоугольного сейсмопрофилирования дали ясное представление о скоростной структуре океанической коры в районе разлома Блэк Спур и, соответственно, о глубинном строении этого участка котловины Гаттераса [Minshull et al., 1991]. При этом выяснилось, что смежные с разломом участки сложены нормальной океанической корой: первый слой подстилается высокоградиентным вторым мощностью 2–3 км. Ниже фиксируется третий слой мощностью 4–5 км, подстилаемый границей М со скоростями около 8,0 км/с. Такая структура свойственна трансверсивным хребтам и части разломной долины. Аномальная кора обособляется только в центральной части разломной долины в полосе шириной 10–20 км. Мощность ее составляет всего 2–2,4 км [Mutter, Detric, 1984]. Здесь высокоградиентный слой мощностью до 4 км подстилается слоем со скоростями 7,2–7,4 км/с, предположительно состоящим из серпентинизированных ультрамафитов. Весьма важным моментом является отсутствие какой-либо корреляции сейсмических границ, выделенных по скоростям продольных сейсмических волн, с обособляющимися на временных разрезах отражающими горизонтами. Судя по имеющимся материалам, в том числе и рассмотренным выше в различных районах САХ, это является общей закономерностью.

Таким образом, детально изученная многоканальным сейсмопрофилированием МОВ ОГТ и ШГСП Северо-Американская котловина является прекрасным объектом, где наилучшим образом проявлена тектоническая расслоенность древней океанической коры Атлантики. К аналогичным выводам пришли недавно и российские исследователи, выделившие два типа наклонных границ в коре этого района [Коган и др., 1994]. Первый, по их мнению, фиксирует нижние части камер в многокамерных габброидных системах третьего слоя, по которым в дальнейшем могут происходить тектонические движения. Второй представлен надвигами, сформировавшимися еще на ранних этапах существования океанической коры, в условиях локального сжатия, возникающего в трансформных разломах.

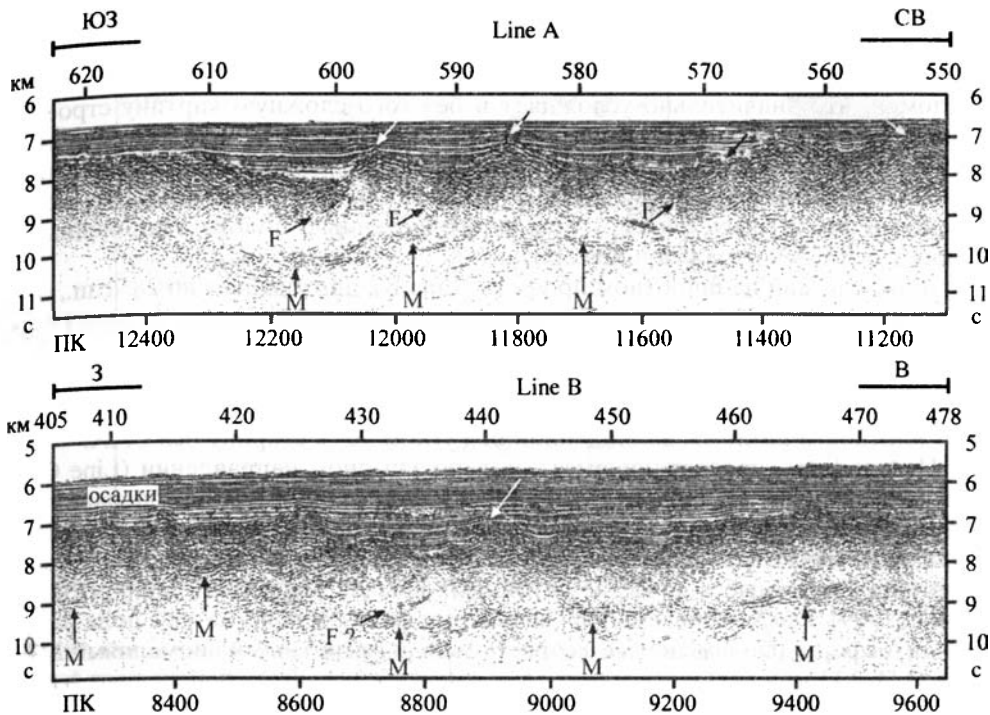
## **Канарская котловина**

В Канарской котловине сейсмопрофилирование МОВ ОГТ, начиная с начала 90-х годов, выявило сложную инфраструктуру мезозойской океанической коры. На сегодня, наряду с Северо-Американской котловиной, это наиболее изученный в этом плане район Атлантики.

По данным испанских исследователей, на трех профилях общей протяженностью около 2000 км, расходящихся веером от Канарских островов в западном, северо-западном и юго-западном направлениях (рис. 1.35), внутри корового разреза выделяется большое количество зон, состоящих из пакетов отражающих горизонтов, наклоненных на запад, северо-запад и юго-запад, соответственно [Banda et al., 1992; Ranero, Banda, 1997]. Профили располагаются между магнитными аномалиями М24 (155 млн лет) на востоке и М0 (< 120 млн лет) на западе,



**Рис. 1.35.** Схема расположения профилей МОВ ОГТ Line A, Line B и Line C, по [Ranero, et al., 1997]  
 Картографическая основа – гравиметрическая карта, FZ – разломные зоны, установленные по данным альтиметрии



**Рис. 1.36.** Фрагменты профилей МОВ ОГТ Line A и Line B, по [Ranero, et al., 1997]

Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 1. Стрелками показаны: F – наклонные отражающие горизонты в коре, соответствующие тектоническим нарушениям; M – пакеты отражений от поверхности М. ПК – пикеты

т.е. пересекают области распространения юрской и меловой океанической коры. По морфологии кровли фундамента здесь выделяются области с расчлененным фундаментом, относящиеся к меловой коре, и области, характеризующиеся более-менее выровненным фундаментом, тяготеющие к району распространения коры юрского возраста.

В области расчлененного фундамента фиксируются многочисленные пакеты полого наклоненных в западном направлении отражающих горизонтов, приуроченные к верхней и средней частям корового разреза; часть из них пересекает всю кору от кровли фундамента до поверхности М (рис. 1.36). Зона перехода кора–мантия представлена здесь непротяженными субгоризонтальными отражающими горизонтами длиной в несколько километров или их полным отсутствием.

Все наклонные рефлекторы, выделяющиеся на временных разрезах, считаются листрическими сбросами, сформировавшимися в процессе спрединга [Ranero, Banda, 1997]. Это стандартная точка зрения в рамках принятой парадигмы, и не более того. Все профили приведены без искажения вертикального и горизонтального масштабов. Листрический характер рефлекторов, соответствующих разрывным нарушениям, никак не просматривается. Их рисовка более всего отвечает пологим надвигам, секущим весь коровый разрез от поверхности фундамента до границы М. Последняя представляет собой пакеты субгоризонтальных отражающих горизонтов, не прослеживающиеся в виде непрерывной границы. На тех участках, где они выделяются, видно, что наклонные горизон-

ты не срезаются этой “границей”, но асимптотически приближаются к ней до полного слияния.

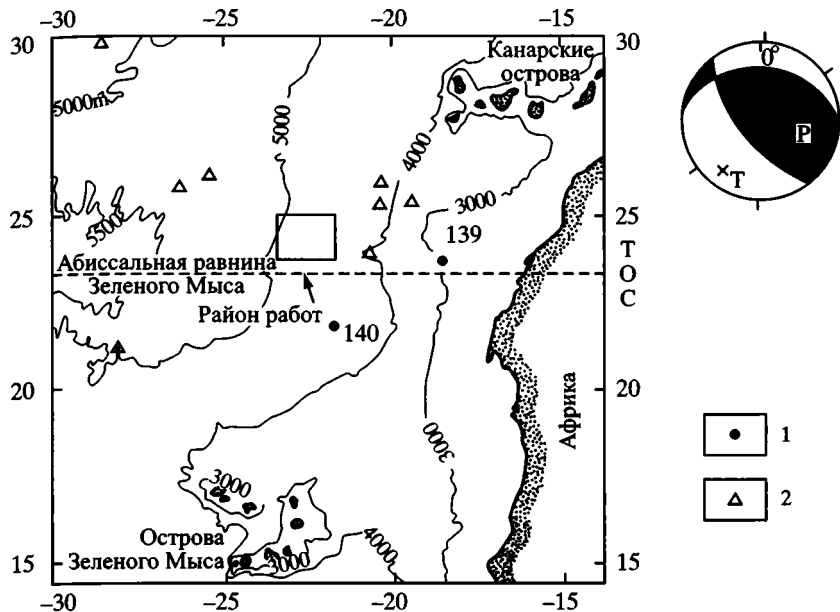
Каждый из трех профилей пересекает от трех до восьми трансформных разломов, что значительно усложняет и без того сложную картину строения океанической коры в данном регионе. Зоны разломов в области с расчлененным фундаментом ассоциируют с депрессиями в кровле последнего и утоненной корой. В области же выровненного фундамента разломы никак не выражены. Однако и там и здесь фиксируются многочисленные, полого наклоненные в сторону оси САХ отражающие горизонты.

Впоследствии на широтном профиле (Line В), проходящем по 28° с.ш., был отработан небольшой детальный полигон, в результате чего удалось построить трехмерную картину строения коры на данном участке [Collier, Danobeitia, 1997]. При этом было точно установлено, что один из наклонных отражающих горизонтов, проявленный на взаимно перпендикулярных профилях, соответствует плоскости разлома, наклоненной под углом 30° в сторону оси САХ.

На профиле, простирающемся в северо-западном направлении (Line С), в ходе математической обработки с применением различных видов операции миграции временных разрезов (poststack time migration и prestack depth migration), были выявлены отражающие горизонты, полого наклоненные на северо-запад и интерпретируемые в качестве глубинных срывов (detachment faults) [Ranero, Reston, 1999]. Рассматриваемый фрагмент профиля располагается в поле развития литосферы раннемелового возраста между магнитными аномалиями М2 и М11 (124–133 млн лет) и пересекает один из многочисленных поперечных разломов с небольшим (30 км) смещением. При этом поперечные хребты разломных зон, установленные по данным спутниковой альтиметрии, рассматриваются в качестве систем древних внутренних угловых поднятий на пересечении рифт–разлом (inside corner high). Срыв уверенно прослеживается в коре с глубин порядка 8,5 км до кровли фундамента. Авторы цитируемой работы особо подчеркивают реальность последнего, не допуская никакой возможности рассматривать его в качестве артефакта. Обращает на себя внимание, что, как во многих других случаях, скоростная кривая ведет себя совершенно независимо от наличия четкого наклонного отражающего горизонта. На 80-километровом фрагменте профиля фиксируется несколько таких срывов.

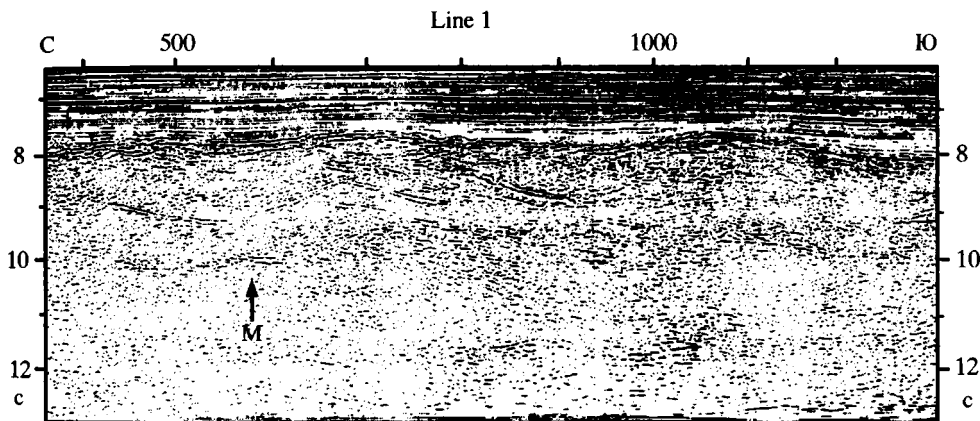
В пределах абиссальной равнины Зеленого Мыса, входящей в состав Канарской глубоководной котловины, были проведены очень качественные полигонные исследования с использованием многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ как по детальности, так и по степени обработки полученных материалов [McBride et al., 1994].

Район исследований располагается в 2200 км к востоку от оси САХ в пределах коры раннемелового возраста, между островами Зеленого Мыса и Канарскими (рис. 1.37). Профили, ориентированные по направлению спрединга (flow profiles) и расположенные на расстоянии 4 км друг от друга, были пересечены двумя субмеридиональными профилями (izochron profiles). На всех профилях, обработанных по полному графу с операцией миграции временных разрезов, в коре выделяется большое количество протяженных наклонных и субгоризонтальных отражающих горизонтов. На профилях, параллельных оси САХ, наблюдается падение их в обе стороны, как на север, так и на юг, под углом 10–15° (рис. 1.38). Авторы интерпретируют их как магматические, не связанные с тектоникой, поскольку по ним не происходит смещений кровли фундамента. По их мнению, это базальтовые силлы, становление которых имело место в спрединговом хребте раннемелового возраста.



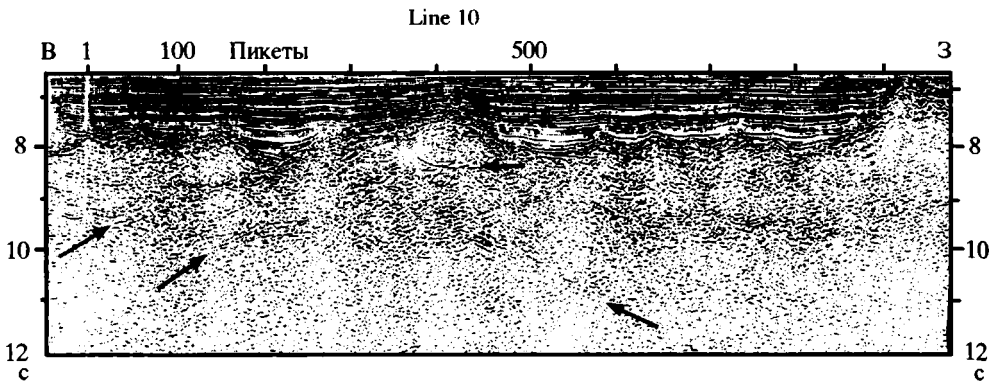
**Рис. 1.37.** Схема района работ в районе абиссальной равнины Зеленого Мыса в пределах Канарской котловины, по [McBride et al., 1994]

1 – скважины DSDP; 2 – подводные горы. ТОС – тропик Рака. На стереографической проекции показан надвиговый механизм сильного землетрясения с магнитудой 5,2 в координатах 28°02' с.ш., 16°10' з.д.



**Рис. 1.38.** Фрагмент меридионального профиля МОВ ОГТ Line 1, по [McBride et al., 1994] Стрелкой показано отражение от поверхности М. Пояснения в тексте

Обратимся к профилям, ориентированным перпендикулярно оси САХ (flow profiles). На временных разрезах обособляется большое количество наклонных отражающих горизонтов, иногда группирующихся в расслоенные пакеты рефлекторов. Наклон этих горизонтов устанавливается как на восток, так и на запад (рис. 1.39). Анализ всех девяти профилей, ориентированных в субширотном направлении, выявил преобладающее их падение в западном направлении, в сторону палеооси спрединга. Только наклоненные на запад рефлекторы прони-



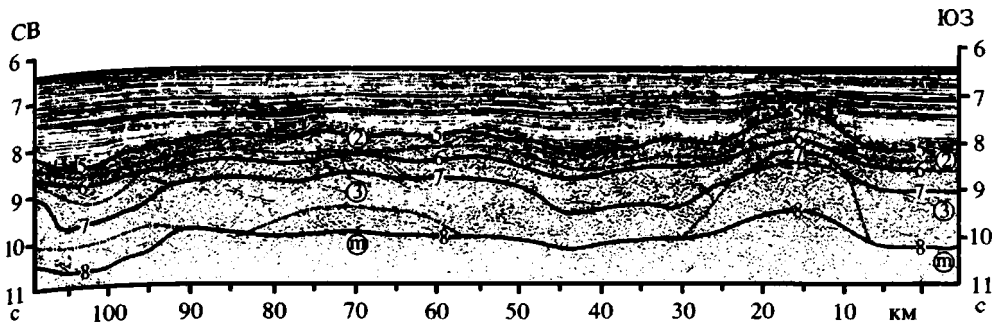
**Рис. 1.39.** Фрагмент широтного профиля МОВ ОГТ Line 10, по [McBride et al., 1994]  
Стрелками показаны наклонные отражения в океанической коре

зывают всю кору, смещая кровлю фундамента и даже проникая в перекрывающие фундамент осадки, вплоть до среднемиоценовых. Именно данное обстоятельство позволило авторам идентифицировать их в качестве разломов.

Отражатели, связанные с поверхностью М, местами хорошо выражены, при этом поверхность М сильно изменчива даже в масштабе отдельно взятого небольшого района. Рефлекторы, относящиеся к данной поверхности, показывают различные структурные соотношения с вышележащими коровыми структурами: на изохронных профилях коровые рефлекторы к низам коры выполаживаются и могут сливаться с поверхностью М; на профилях, перпендикулярных оси САХ, внутрикоровые рефлекторы, достигая этой поверхности, обычно резко срезаются ею и далее на глубину не распространяются. Это обстоятельство позволило авторам профилей совершенно обоснованно утверждать, что их образование предшествовало образованию поверхности М, которая в данном случае является поверхностью глубинного срыва (detachment fault). Авторы интерпретируют эти рефлекторы в качестве нормальных сбросов, сформировавшихся в спрединговом хребте до того, как процесс формирования магматической коры был завершен. При этом они отдают себе отчет в том, что такая интерпретация далека от совершенства, поскольку район исследований в пределах абиссальной равнины Зеленого Мыса находится в настоящее время в состоянии сжатия, на что указывает, в частности, надвиговый механизм землетрясения 1988 г. вблизи Канарских островов с магнитудой 5,2 (см. рис. 1.37).

Необходимо особо отметить, что рефлекторы, интерпретируемые в качестве пологих разломов, сравнимы по амплитуде и отражательной способности с поверхностью границ вода–дно и осадки–фундамент. Их высокая отражательная способность может быть объяснена совмещением блоков с различным акустическим импедансом [McBride et al., 1994]. Эти разломы несомненно представляют собой надвиги. Надо отметить, что последние вообще оказались прекрасной мишенью для применения метода многоканального сейсмического профилирования. Это объясняется тем, что они имеют пологое падение и достаточно резкий скачок акустического импеданса [Структурная геология..., 1991].

Говоря в целом о строении океанической коры в пределах абиссальной равнины Зеленого Мыса, авторы особо подчеркивают отсутствие протяженных горизонтальных и субгоризонтальных рефлекторов, что, по их мнению, не дает возможности для систематического разделения ее на ряд определенных слоев.



**Рис. 1.40.** Сравнение сейсмических данных по отраженным и преломленным волнам на профиле ШГСП в районе абиссальной равнины Зеленого Мыса в Канарской котловине, по [Henstock, White, 1996]

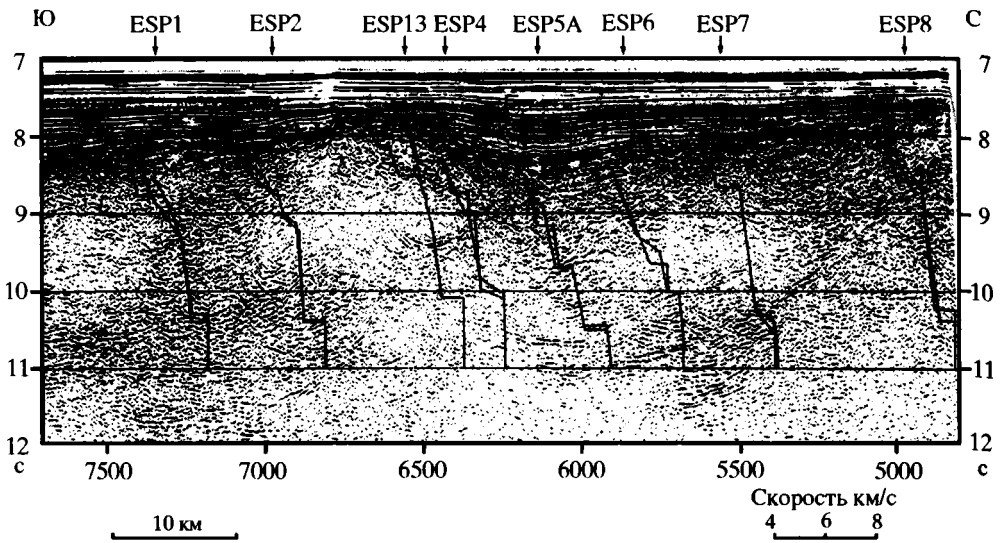
Цифры в кружках – номера геофизических слов; m – мантия; 5–8 – скорости продольных сейсмических волн, км/с

Другими словами, простые горизонтально-слоистые модели здесь исключены, а тектонический облик верхней части литосферы определяется исключительно пологонаклонными разломами (надвигами. – Ю.Р.). Тем не менее, попытки построить такие модели для рассматриваемого района Канарской котловины имеют место [White et al., 1994; Henstock, White, 1996].

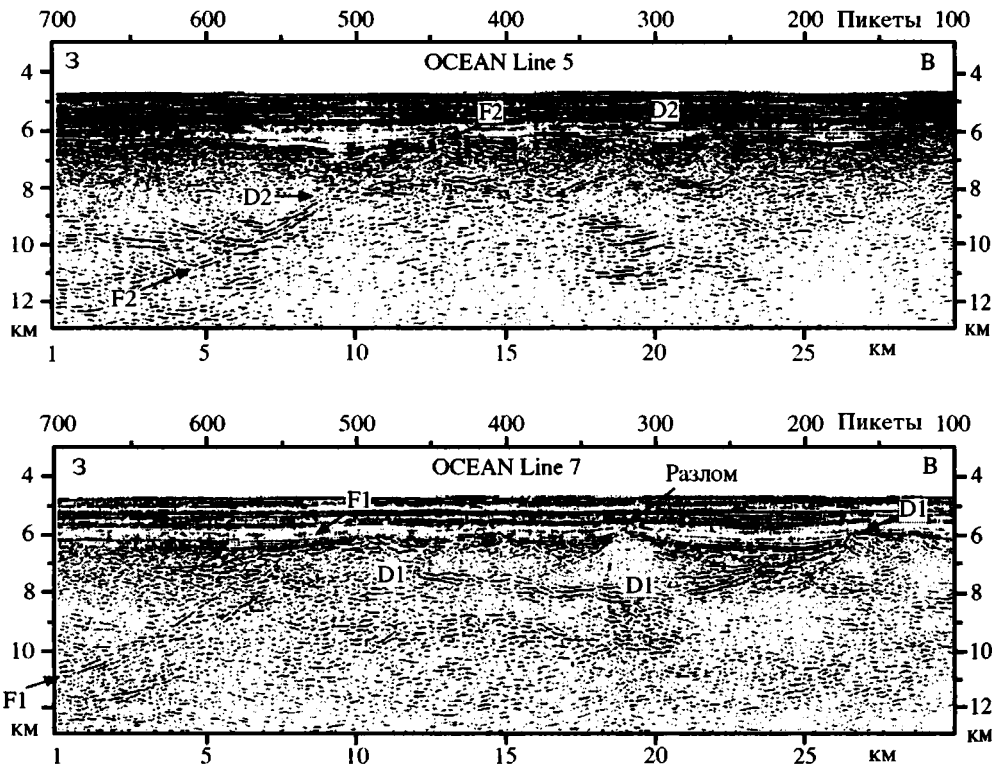
Описанные выше результаты сейсмопрофилирования МОВ ОГТ были дополнены материалами широкоугольного сейсмического профилирования с постановкой донных станций, что позволило составить представления о скоростной структуре коры по данным преломленных волн. 150-километровый отрезок профиля, где осуществлялась постановка станций, проходил непосредственно по профилю МОВ ОГТ “Line 1”, ориентированном параллельно оси САХ и располагался между магнитными аномалиями М15 и М16. На данном отрезке идентифицированы два поперечных разлома: Северный и Центральный, смещающие ось САХ соответственно на 40 и 10 км. На удалении от этих разломных зон мощность коры составляет 7,2 км, уменьшаясь до 4 км при приближении к разломам. На всем протяжении профиля фиксируется серия субгоризонтальных и полого наклоненных (в среднем на 25°) рефлекторов практически на всех уровнях корового разреза. Граница между выделенными слоями 2 и 3, по мнению авторов, коррелирует с изменчивыми по отражательной способности субгоризонтальными рефлекторами, а основная масса пологих (15°) плоскостных отражателей сосредоточена внутри 3-го слоя. На рис. 1.40 отчетливо видно, что изолинии равных скоростей располагаются на временном разрезе МОГТ совершенно независимо от внутренней структуры коры: они секут многочисленные наклонные рефлекторы на всех уровнях корового разреза.

Аналогичная картина имеет место на профилях ШГСП в уже рассмотренной выше Северо-Американской котловине, в районе разлома Блэк Спур. На временном разрезе профиля протяженностью в несколько десятков километров по данным зондирований построено восемь скоростных кривых (рис. 1.41). Хорошо видно, что кора вдоль профиля крайне гетерогенна по скоростным характеристикам. Никакого соответствия между границами слоев с различными скоростями и многочисленными наклонными рефлекторами нет.

В процессе последующей обработки и интерпретации тех же самых сейсмических профилей в районе абиссальной равнины Зеленого Мыса Т.Дж. Рестон



**Рис. 1.41.** Фрагмент профиля ШГСП в Северо-Американской котловине, в районе разлома Блэк Спур, по [Minshull et al., 1991]  
 ESP – точки зондирования на профилях ШГСП



**Рис. 1.42.** Фрагменты профилей МОВ ОГТ Line 5 и Line 7 в районе абиссальной равнины Зеленого Мыса, по [Reston et al., 1996]  
 F1, F2 – пологие разломы в океанической коре; D1, D2 – пологие срывы (detachment faults)



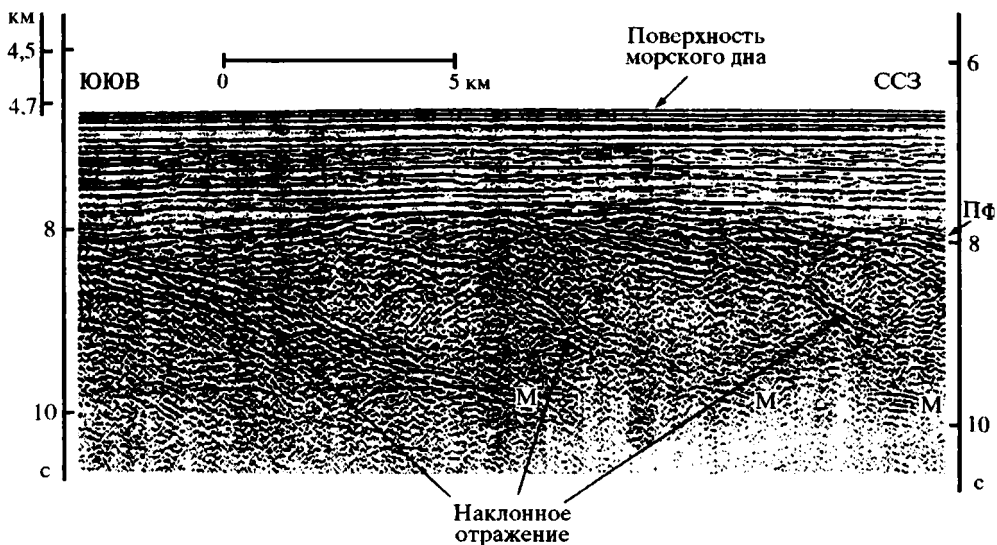
с соавторами [Reston et al., 1996] часть субгоризонтальных рефлекторов в верхах коры раннемелового возраста интерпретируют в качестве срывов (detachment fault), располагающихся на глубине около 1,5 км под сорванными блоками. Эти рефлекторы срезаются более крутыми сбросами (рис. 1.42). Такая структура, по их мнению, сформировалась при растяжении в процессе спрединга. Так или иначе, для нас главным остается признание авторами тектонической природы наклонных и субгоризонтальных рефлекторов в океанической коре данного района и очень сложной структуры последней.

В полосе Канаро-Багамского геотраверса на профиле МОВ ОГТ, пересекающем Канарскую котловину по меридиану 26° з.д. от 24°27' до 25°05' с.ш., полого наклоненные на юг отражающие горизонты расслаивают всю консолидированную кору от поверхности акустического фундамента до границы М [Балина, 1995; Глубинное строение..., 1998]. Выделяющиеся на профилях наклонные отражающие горизонты являются структурным выражением тектонической расслоенности верхней части литосферы.

### Котловина Сьерра-Леоне

Деформации сжатия обнаружены в океанической коре котловины Сьерра-Леоне [Пилипенко, 1994]. Здесь по особенностям морфологии и дислоцированности фундамента выделяется три типа деформаций. В северо-восточной части котловины фундамент деформирован в пологие ундуляции субмеридионального простирания с длиной волны 10–15 км. Второй тип картируется на участке, примыкающем к поднятию Сьерра-Леоне, и характеризуется ярко выраженной чешуйчатой структурой второго слоя – поверхности надвигов, разделяющие чешуи, наклонены на восток. Третий тип деформаций представлен хорошо выраженными на сейсмической записи наклонными отражениями (15–20°), которые, судя по анализу скоростей, обусловлены реальными геологическими границами, интерпретируемыми в качестве надвигов. Последние расслаивают всю консолидированную кору вплоть до границы М и наклонены на северо-запад (рис. 1.43).

В юго-восточной части котловины Сьерра-Леоне в коре позднемелового возраста между пассивными частями разломов Романш и Сан-Паулу, приблизительно в 400 км к западу от африканского побережья и в 1600 км от оси САХ, в полосе шириной 50 км сейсмическое профилирование выявило так называемые внутриплитные деформации. Последние представлены наклоненными на запад сбросами, сформированными, по мнению авторов профиля, в обстановке субширотного растяжения литосферы в сантонское время, перед накоплением осадков горизонта В (рис. 1.44, а,б) [Basile, Mascle, 1990]. Такая интерпретация представляется весьма маловероятной по ряду обстоятельств. Во-первых, осадочный чехол не представляет собой горизонтально-слоистую толщу, перекрывающую и запечатывающую все неровности фундамента. Последние отчетливо выражены в ундуляциях поверхности дна, что говорит об их образовании на неотектоническом этапе. Слои осадков смяты в систему открытых широких складок также в соответствии с неровностями фундамента. Структуру же самого фундамента предпочтительнее представить в виде последовательно надвинутых друг на друга тектонических чешуй, наклоненных в юго-восточном направлении (см. рис. 1.44, в). На новейшем этапе в процессе растяжения сформированная чешуйчатая структура была нарушена серией сбросов.

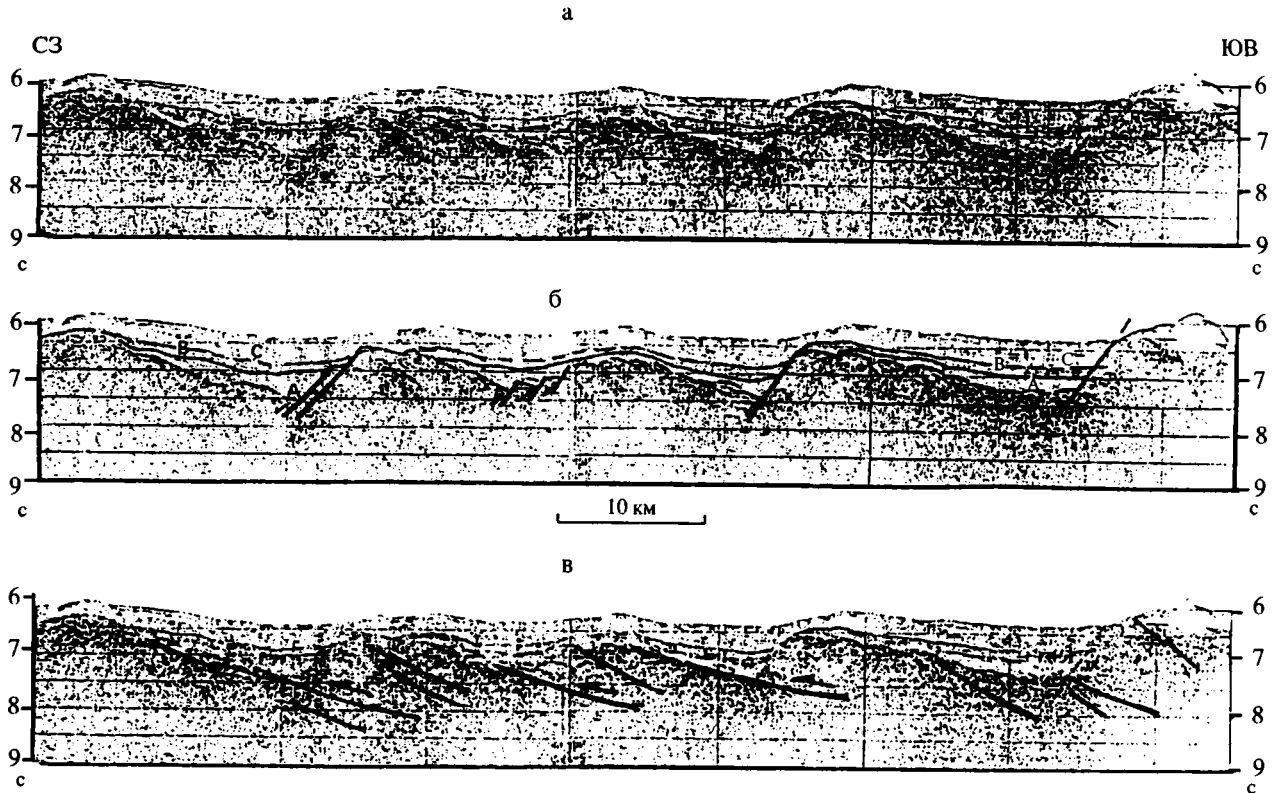


**Рис. 1.43.** Фрагмент профиля МОГТ, иллюстрирующий характер сейсмической записи в центральной части котловины Сьерра-Леоне, по [Пилипенко, 1994]

На разрезе видны наклонные отражения, оканчивающиеся в подошве земной коры. М – предположительно поверхность Мохоровичича, по [Пилипенко, 1994]

Таким образом, тектоническая расслоенность литосферы в пределах глубоководных котловин Центральной Атлантики устанавливается прежде всего при анализе профилей многоканального сейсмического профилирования отраженными волнами в различных модификациях. Выявленные в коре котловин многочисленные наклонные рефлексоры, совершенно изменившие ее привычный горизонтально-слоистый имидж, в настоящее время большинство исследователей интерпретируют в качестве разрывных нарушений. Если на первых профилях такого рода эти нарушения трактовались в качестве почти исключительно нормальных сбросов в верхах коры и как результат магматической расслоенности в низах, то в последнее время исследователи совершенно определенно говорят о надвигах.

Отчасти именно этим объясняются неоднородности глубинного строения котловин, выявленные по данным глубинного сейсмического зондирования [Непрочнов, Пушаровский, 2000]. Сравнение сейсмических моделей и гистограмм скоростей Северо-Американской котловины с аналогичными данными для других котловин Центральной Атлантики и последних между собой позволило сделать выводы о том, что заметное увеличение скоростей в слое 2 в Северо-Американской котловине может быть связано с уплотнением пород, вызванным надвигообразованием. Авторы вообще делают выводы об изменчивости геодинамических обстановок в литосфере глубоководных котловин рассматриваемого региона, вызванной оттоком глубинных масс в одних местах и их тектоническим нагнетанием в других. Такое “перетекание”, фиксируемое в изменчивости мощностей геофизических слоев как на большом, так и на весьма малом пространствах, связывается с участием в этом процессе тектонического фактора (там же).



**Рис. 1.44.** Сейсмический профиль НСП в юго-восточной части котловины Сьерра-Леоне, между пассивными частями разломов Сан-Паулу и Романш (а), его интерпретация (б), по [Basile, Mascle, 1990] и интерпретация автора (в)

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ

В продолжение анализа тектонического сучивания и расслоенности коры центральной части Атлантического океана, расположенной к северу от экватора, необходимо рассмотреть структуру трех поднятий на востоке Атлантики, где эти явления установлены достоверно, в том числе и прямыми геологическими наблюдениями.

### Хребет Горриндж

К юго-западу от Иберийского полуострова среди абиссальных участков дна располагается высокий подводный хребет Горриндж (банка Горриндж), простирающийся в северо-восточном направлении на 200 км, при ширине 80 км, и возвышающийся над прилегающими котловинами Хосшу и Тагус на 5 км. Юго-западная вершина хребта, гора Геттисберг, располагается на глубине всего 25 м, северо-восточная – гора Ормонд – на глубинах менее 100 м.

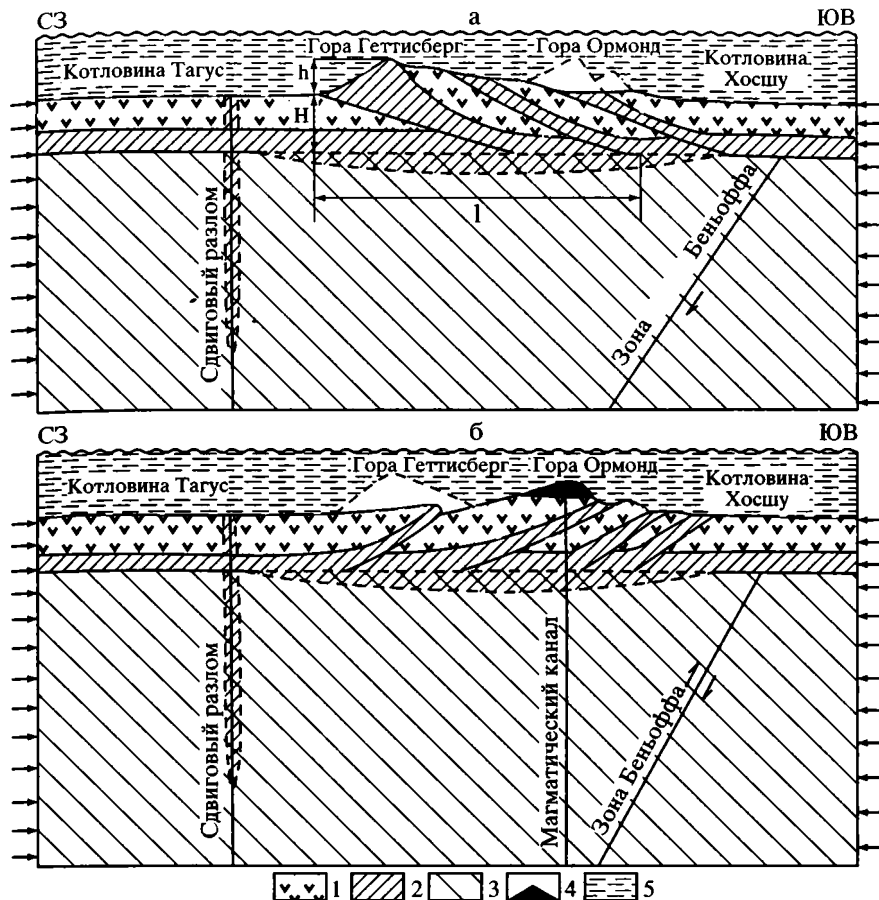
Хребет входит в систему Азоро-Гибралторской зоны разломов, по общепринятому мнению, являющейся границей Евразийской и Африканской плит. Однако многочисленные исследования, проведенные в этой зоне, такой границы не выявили. Здесь существует широкая, местами до 500 км, область разнообразных деформаций, специфических в ее отдельных частях [Пушаровский, 2001].

Хребет был исследован французскими экспедициями, оснащенными подводным аппаратом "CYANA" [Auzende et al., 1982; The Gorringe Bank..., 1982].

Крутой южный склон восточной вершины хребта, горы Ормонд, сложен типичными породами океанской коры – базальтами и габбро, а сама вершина перекрыта толщей щелочных вулканитов (силлы и потоки фонолитов) мощностью до 1 км. Габбро прорваны дайками диабазов и лампрофиров. Возраст щелочных пород – палеоценовый (50–60 млн лет), габброидов – раннемеловой (135±3 млн лет). Габброиды метаморфизованы в условиях высокого стресса, местами вплоть до амфиболитовой фации.

В седловине между двумя вершинами, где пробурена скважина глубоководного бурения 120, габброиды контактируют с серпентинитами массива Геттисберг. В зоне контакта было выполнено три погружения. По соотношениям пород и их особенностям Ю.М. Пушаровский с соавторами [1985] предположил тектоническую природу этого контакта – надвиг габброидной пластины на серпентиниты.

Убедительные подтверждения надвиговой природы хребта Горриндж получены в 12-м рейсе НИС "Витязь" в 1986 г. [Сборщиков и др., 1988; Вержбицкий и др., 1989]. По результатам детальных комплексных геолого-геофизических исследований на основании совместного анализа экспериментальных данных и теоретических представлений была предложена модель покровно-надвигового образования хребта [Вержбицкий и др., 1989]. В соответствии с этой моделью, хребет состоит из четырех литопластин, надвинутых друг на друга в направлении с северо-запада на юго-восток (рис. 1.45). Движение пластин габбро-базальтовой коры происходило по нижележащим серпентинитам, которые по надвиговым зонам неоднократно выжимались на поверхность хребта. Наблюдаемая над хребтом аномалия силы тяжести имеет неизостатическую природу и полностью определяется тектоническим сучиванием коровых масс за счет надвигового образования и переслаивания надвинутых друг на друга блоков коры [Вержбицкий и др., 1989].



**Рис. 1.45.** Схема покровно-надвигового образования хребта Горриндж. Поперечный разрез хребта с юго-востока на северо-запад на участке горы Геттисберг (а) и на участке горы Ормонд (б), по [Лобковский, 1988]

1 – габбро-базальтовый слой коры; 2 – серпентинитовый слой коры; 3 – литосфера; 4 – щелочные базальты; 5 – вода океана

Непосредственно к югу от хребта Горриндж находится впадина Хосшу, где в 1969 г. произошло сильное землетрясение, которое было приурочено к плоскости разрыва, падающей на север под углом около  $50^\circ$ . Этот угол может отражать возможные наклоны надвиговых поверхностей на хребте Горриндж [Пушаровский, 1994в].

Таким образом, чешуйчато-надвиговое строение хребта Горриндж объясняется тектоническим скучиванием коровых пластин в условиях сжатия, а разработанная модель в рамках концепции двухъярусной тектоники плит включает в себя все основные элементы концепции тектонической расслоенности литосферы [Лобковский, 1988; Вержбицкий и др., 1989]. Хребет, по мнению этих исследователей, сформировался в процессе медленного сжатия коры и литосферы, начавшегося 20 млн лет тому назад и продолжающегося вплоть до настоящего времени.

Такая схема не потеряла своей актуальности и сегодня, что подтверждается новейшими гравимагнитными исследованиями [Galindo-Zaldivar et al., 2003].

## Поднятие островов Зеленого Мыса

Большой интерес представляют данные геологической съемки на островах Зеленого Мыса [Мазарович, Рихтер, 1986; Мазарович, 2000]. Эта структура развивалась на океанической коре, претерпевшей существенные изменения в ходе эволюции архипелага. Наиболее древние образования (верхняя юра) о-ва Маю представлены тектонизированными пиллоу-лавами базальтов и гиалокластитами толеитового состава (комплекс Баталью). Эти породы перекрыты верхнеюрскими–альбскими известняками и терригенно-карбонатными породами. Такие же соотношения установлены глубоководным бурением в прилежащих котловинах. Соответственно оба комплекса сопоставляются со вторым и первым слоями океанической коры. На стадии формирования цоколя островов разрез надстраивался туфопесчаниками и туфоконгломератами альба–сеномана, которые при формировании островных построек несогласно перекрывались эффузивными толщами среднемиоценового–четвертичного возраста. Мезозойские породы в миоцене были прорваны щелочным интрузивным комплексом. Верхнеюрские–альбские океанические образования претерпели неоднократные пликативные и дизъюнктивные деформации еще на океанической стадии и в настоящее время слагают на северо-востоке острова зону тектонических чешуй протяженностью до 8 км, которая надвинута на интрузивные образования по надвигам, наклоненным на северо-восток под углом  $45^\circ$  (рис. 1.46).

На том же острове комплекс мезозойских пород ( $J_3-K_1$ ), отвечающий океанической коре, смят в складки разных порядков и морфологии. Наиболее крупные из них имеют размах крыльев 1,5–2 км, а мелкие (изоклиналиные, прямые, запрокинутые, лежащие) измеряются метрами.

Таким образом, в данном районе Восточной Атлантики устанавливается неоднократное сжатие, вызвавшее тектоническое расслаивание верхней части литосферы. Не исключено, что надвигание фрагментов океанической коры здесь обусловлено процессами растяжения в зонах разломов Зеленого Мыса и Кейн (соответственно, южное и северное ограничения поднятия островов Зеленого Мыса) и компенсационного сжатия в пределах межразломных участков.

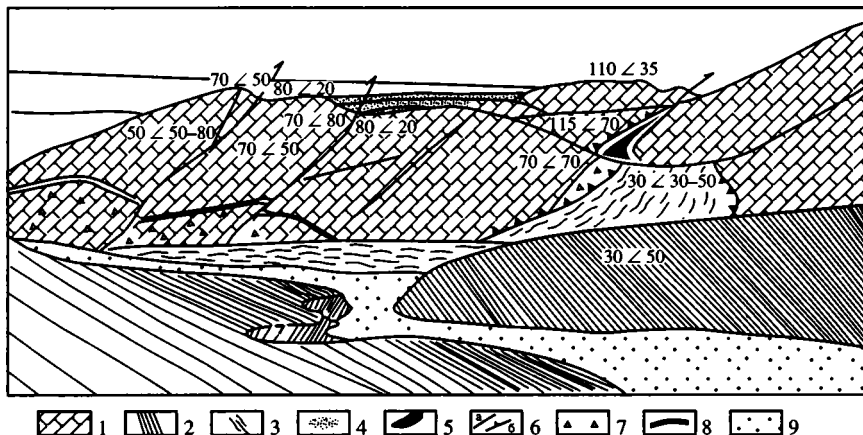


Рис. 1.46. Чешуйчатые надвиги на северо-восточном склоне горы Бранко (о-в Маю). Зарисовка с фотографии выполнена А.О. Мазаровичем

1 – известняки ( $J_3-K_1$  пс); 2 – кремнисто-терригенные породы ( $K_1$  а-ал); 3 – зона расслаивания; 4 – калькарениты ( $K_2$ ); 5 – пикритовый силл; 6 – разрывные нарушения: а – сбросы, б – надвиги; 7 – брекчии; 8 – верхняя кромка ожелезненных известняков; 9 – современные отложения

## Поднятие Сьерра-Леоне

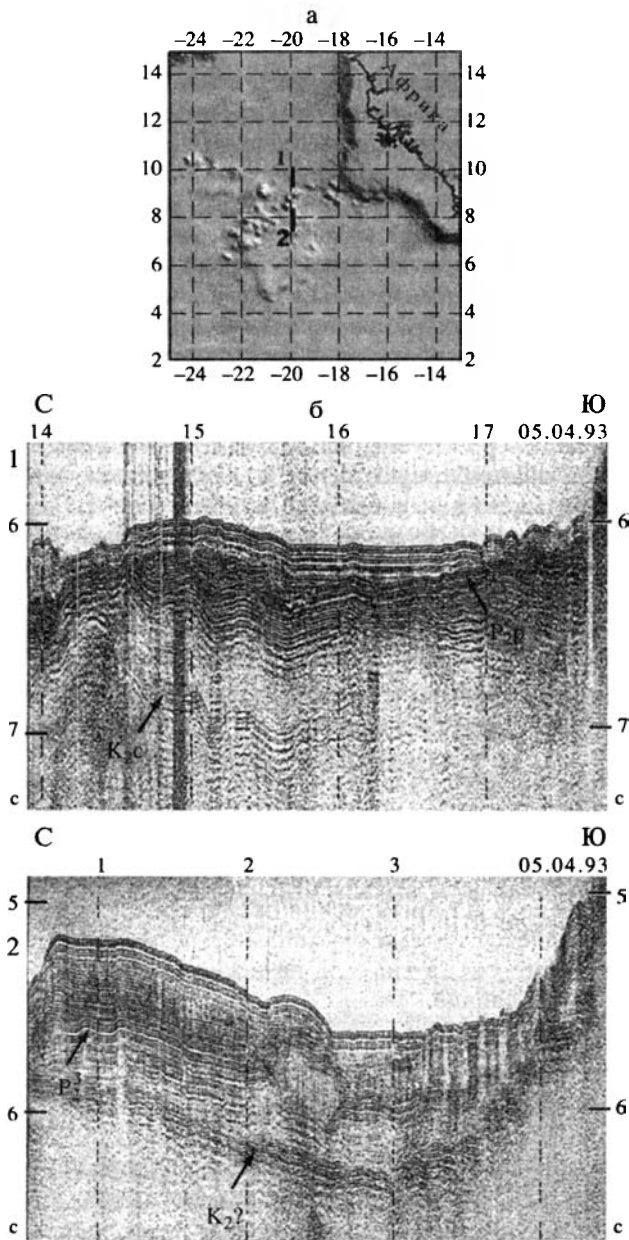
Подводное поднятие Сьерра-Леоне расположено западнее Африканского континента между 3° и 7° с.ш. С севера оно ограничено глубоководной котловиной Зеленого Мыса, с юга – котловиной Сьерра-Леоне. Оно представляет собой самую южную структуру в ряду изометричных вулканотектонических поднятий в восточной части Центральной Атлантики. Это вулканотектоническое сооружение формировалось на фундаменте, который образован тектонически скученным и переработанным материалом второго и третьего слоев океанической коры [Перфильев и др., 1987]. С этим скучиванием связано утолщение коры до 16 км. Структурным выражением процессов тектонического скучивания в коре поднятия и увеличения мощности третьего слоя являются интенсивные наклонные рефлекторы с юго-восточным падением на северо-западном склоне поднятия на глубинах 9–11 км под дном (там же). Пликативные деформации осадочного чехла в районе поднятия Сьерра-Леоне, выявленные в 16-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, свидетельствуют о том, что обстановка сжатия в рассматриваемом районе имеет место и на современном этапе (рис. 1.47). Омоложение деформаций в южном направлении может являться указанием на продвижение мезозойской коры Центральной Атлантики в экваториальные районы и о наложенном характере поднятия Сьерра-Леоне [Мазарович, 2000].

### ПЕРИФЕРИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ И ПАССИВНЫЕ ОКРАИНЫ

Имеются основания полагать, что тектоническая расслоенность литосферы имеет место в пределах пассивных континентальных окраин, непосредственно в зоне перехода от континентальной коры к типично океанической. Как известно, почти весь Атлантический океан, кроме Карибского региона и моря Скоша, обрамляется такими окраинами. Рассмотрим некоторые области перехода континент–океан сначала на востоке Центральной и Северной Атлантики, а затем на западе.

#### Лофотенская окраина

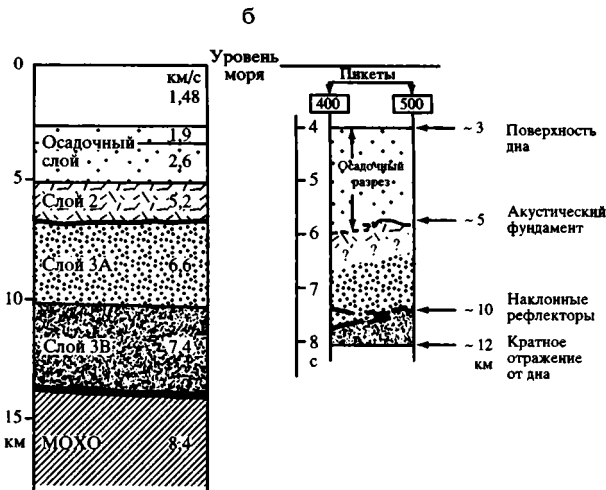
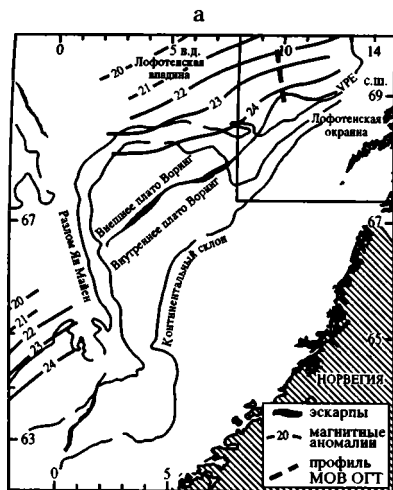
Граница континент–океан в пределах так называемой Лофотенской окраины, расположенной к северо-западу от побережья Северной Норвегии, проводится по “эскарпу плато Воринг”, разделяющему плато на две приблизительно равные части: внешнюю и внутреннюю (соответственно, Внешнее плато и Внутреннее) (рис. 1.48, а). Непосредственно к северу от эскарпа в верхней части корового разреза Внешнего плато сейсмическое профилирование выявило серию протяженных, полого наклоненных на север, в сторону океана, отражающих горизонтов [Hinz, 1981] (см. рис. 1.48, в). Такие рефлекторы, впоследствии получившие в литературе название SDR (seaward-dipping reflectors – рефлекторы, падающие в сторону океана), к настоящему времени выявлены на нескольких участках пассивных окраин Атлантики и маркируют собой пограничную область континент–океан (плато Рокколл, юго-восточная часть Гренландии, континентальная окраина Соединенных Штатов Америки). Отличительной осо-



**Рис. 1.47.** Деформации осадочного чехла в районе поднятия Сьерра-Леоне, по [Мазарович, 2000]  
 а – положение профилей НСП 16-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”; б – профили НСП:  
 1 – севернее поднятия, 2 – южнее поднятия

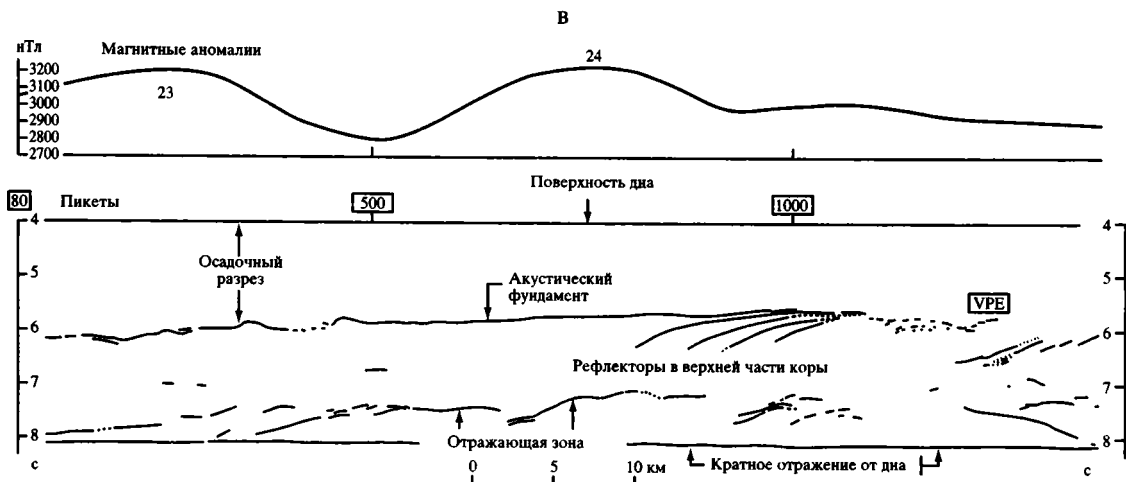
бенностью рефлекторов является их клиновидная и выпуклая кверху форма. Обычно считается, что они соответствуют магматическим образованиям, внедрившимся по листрическим разломам, наклоненным в сторону оси разрыва сплошности континентальной литосферы.





**Рис. 1.48.** Сейсмические разрез и профиль через Лифотенскую окраину, по [Sellevoll, Mokhtari, 1988], с изменениями

а – схема расположения Лифотенской окраины; VPE – эскарп плато Воринг; б – сейсмические разрезы по данным преломленных волн (левая колонка) и МОВ ОГТ (правая колонка); в – интерпретация профиля МОВ ОГТ, положение которого показано на врезке пунктирной линией, и магнитный профиль с идентифицированными магнитными аномалиями 23 и 24



Имеются две различные точки зрения на происхождение наклонных рефлекторов под плато Воринг в пределах Лофотенской окраины. Согласно одной из них, они соответствуют лавовым потокам, излившимся в субэкральной условиях непосредственно перед инициацией спрединга 56–58 млн лет тому назад [Hinz, 1981]. Этот исследователь полагал, что наклонные рефлекторы располагаются в континентальной коре. Дж. Маттер с соавторами [Mutter et al., 1982] связывали их образование с начальным этапом спрединга, постулируя океаническую природу плато Воринг.

Скважины DSDP 338 и 342, пробуренные в пределах Внешнего плато, в области развития SDR, под маломощным слоем кайнозойских осадков вскрыли кровлю фундамента и вошли в нижнеэоценовые толеитовые базальты. Последние отличаются от базальтов MORB повышенной щелочностью и имеют черты сходства с платобазальтами Исландии и Фарерских островов [Talwani, Udintsev, 1976; Mutter, 1984]. Скв. ODP 642E, также пробуренная для выяснения природы наклонных рефлекторов, углубилась в вулканический фундамент на 900 м. Верхние 770 м корреспондируются с клином SDR и представлены теми же океаническими платобазальтами, излившимися в субэкральной обстановке (всего 122 потока). Нижние 140 м разреза скважины состоят из потоков дацитов и андезито-базальтов с континентальными геохимическими метками, что предполагает наличие континентального фундамента под вулканическим разрезом [Viereck et al., 1989].

Многоканальное сейсмическое профилирование в пределах Лофотенской окраины подтвердило наличие наклонных рефлекторов в кровле фундамента Внешнего плато Воринг и выявило “отражающую зону” в нижней части океанической коры Лофотенской впадины, состоящую из серии полого наклоненных к северу протяженных рефлекторов на временах 7–8 с (см. рис. 1.48, б, в) [Sellevoll, Mokhtari, 1988]. По мнению авторов профиля, эта зона сопоставима с “рефлектором R” в низах корового разреза Северо-Американской котловины в районе разлома Блейк Спур. Напомним, что сейсмические исследования в указанном районе позволили сделать выводы о “новом сейсмическом имидже” океанической коры с обилием наклонных рефлекторов, часть из которых сопоставлялась с надвигами [White et al., 1990] (см. ниже раздел “Северо-Американская котловина”).

Вновь обратившись к рис. 1.48, в, заметим, что вся “отражающая зона” между пикетами 80 и 1000 выглядит как система наклоненных на север и последовательно надвинутых друг на друга тектонических чешуй.

## **Иберийская окраина**

Драгировками, бурением, наблюдениями с подводных аппаратов и геофизическими методами здесь детально изучен район Галицийской банки. Все это позволило выявить ряд принципиально важных особенностей строения континентальной окраины и достаточно полно восстановить историю ее развития, начало которой относится к раннему мелу, а также дать синтез геологических фактов, раскрывающих последовательные стадии вывода глубинных мантийных образований в верхние горизонты коры в процессе рифтогенеза [Книппер, Шараськин, 1998].

Граница между континентальной и океанической литосферой проходит здесь вдоль так называемого Перидотитового хребта, сложенного серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами (рис.1.49). На западе и севере пос-



Рис. 1.49. Строение Иберийской окраины в районе Галицийской банки, по [Книппер, Шараськин, 1998]

ледные перекрываются альб-сеноманскими базальтовыми лавами с геохимическими характеристиками MORB. Именно отсюда, по сейсмическим данным, начинается область океанической литосферы. К востоку от хребта фундамент осадочного чехла образован системой блоков континентальной коры, разделенных листрическими разломами.

Для ультраосновных пород, слагающих Перидотитовый хребет, характерна милонитовая структура, возникшая в процессе пластической деформации при постепенном снижении температуры (от 1000 и более до 850 °С) и широком диапазоне давлений (1–8 кбар). Син- и посткинematические амфиболы, по радиогенным датировкам, имеют синрифтовый возраст 122 млн лет (баррем), а более поздняя серпентизация и выведение мантийных образований на поверхность дна формирующегося рифта произошли перед началом спрединга на уровне 114 млн лет, в апте.

На вершине Перидотитового хребта закартированы хлоритовые сланцы мощностью 100–150 м, контактирующие с ультраосновными милонитами и катклазитами (тектонический останец покрова. – Ю.Р.). Протолитом для сланцев служили габброиды. Возраст протолита, определенный по цирконам, составляет 122 млн лет, откуда следует, что внедрение габбровых интрузий относится к синрифтовой стадии.

Восточный склон хребта сложен контрастной по составу тектонической брекчий (100 м), состоящей из обломков серпентинизированных ультрамафитов, перемешанных с глыбами гнейсов и гранитов явно континентального происхождения. Обнаруженные в непосредственной близости блоки гранулитов архейского (?) возраста могут представлять собой компоненты этой брекчий. Аналогичные гранулиты, известные в северной части иберийского побережья, были обнаружены в драгированных образцах конгломератов альбского возраста. Данные брекчий классифицируются в качестве милонита растяжения, возникшего на поздней рифтовой стадии вдоль поверхности отслаивания (detachment fault) в континентальной литосфере [Boillot et al., 1995]. На сейсмических профилях этой поверхности отвечает четкий протяженный рефлектор S<sub>1</sub>, полого погружающийся под континентальную окраину и ограничивающий снизу рассеченные листрическими разломами континентальные коровые блоки (см. рис. 1.49).

Таким образом, выявленные особенности строения и специфические комплексы пород района Галицийской банки свидетельствуют о тектоническом расслаивании литосферы на самых ранних стадиях раскрытия Атлантики еще в процессе рифтогенеза.

Как отмечал Ю.М. Пушаровский [1994в], механизм рифтогенеза в настоящее время разработан достаточно хорошо: подъем мантийных масс, раздвиг в

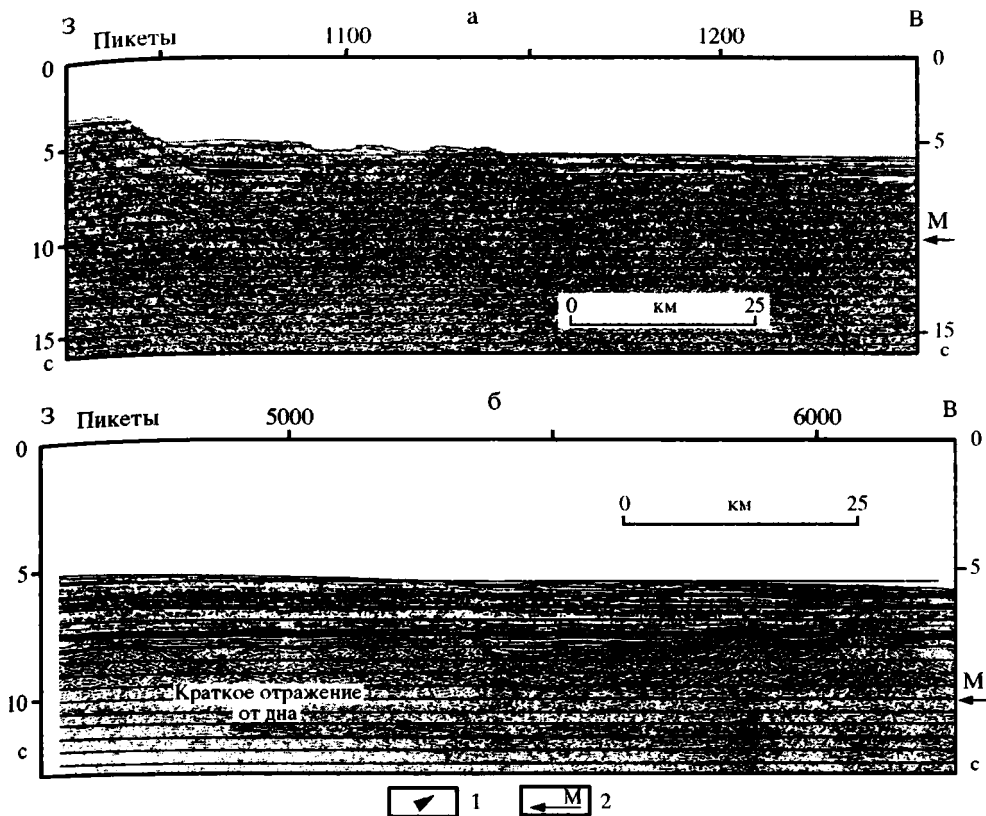
коре, инициация зон магматической проницаемости и формирование ступенчатых сбросовых, иногда взбросовых структур. Однако определяющим фактором в процессе рифтогенеза является растяжение литосферы. При этом происходит утонение континентальной коры либо в результате так называемого чистого сдвига (pure shearing) [McKenzie, 1978], либо вследствие простого сдвига (simple shearing) [Wernicke, 1985] (термин “сдвиг” в рассматриваемых случаях применяется исключительно в механическом смысле. – Ю.Р.). Последняя модель предполагает образование протяженного глубинного срыва или поверхности отслаивания (detachment fault или decollement). Впоследствии эта модель с некоторыми изменениями была применена и для формирования пассивных окраин континентов [Lister et al., 1986]. Механизм подобного рода предполагается и для рассмотренного выше района Галицийской банки, в зоне перехода от континента к океану [Книппер, Шараськин, 1998]. Все эти модели были рассмотрены А.Л. Книппером и А.Я. Шараськиным в работе, посвященной проблеме экзугмации пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе.

### Северо-Американская окраина

Зона перехода континент–океан на широте о-ва Ньюфаундленд располагается непосредственно восточнее подводной возвышенности Флемиш. Здесь в основании континентального склона распространена мезозойская океаническая кора. Последняя прослеживается приблизительно на 160–180 км к западу от магнитной аномалии J, соответствующей самой древней в Атлантике мезозойской (юрской) океанической коре. В пограничной области континент–океан сейсмопрофилированием МОВ ОГТ выявлены полого наклоненные на запад, в сторону континента, отражающие горизонты (рис. 1.50, а) (в отличие от рассмотренной выше Лофонтенской окраины, где рефлекторы падают в сторону океана). Эти рефлекторы маркируют границу океан–континент и соответствуют магматическим телам основного состава, становление которых обусловлено подслаиванием снизу (underplating) утоненной в процессе рифтогенеза континентальной коры [Keen, Voogd, 1988]. Эти авторы подчеркивают два важных обстоятельства, выявленных в процессе сейсмических исследований: в нижней части разреза континентальной коры в переходной области выявлены достаточно мощные расслоенные зоны (reflective zones); к востоку от границы океан–континент установлено очень сложное строение океанической коры. На фрагменте профиля 85-2 кровля сильно расчлененного фундамента перекрывается горизонтально-слоистой толщей осадков 1-го слоя, что со всей очевидностью указывает на доседиментационный характер деформаций коры.

Имеющуюся картину можно интерпретировать с позиций тектонической расслоенности литосферы, как континентальной, так и океанической. Тектоническое расслаивание первой сопровождало сложный процесс рифтогенеза при растяжении континентальной литосферы. Формирование пологих тектонических срывов и надвигов в океанической коре происходило уже на стадии начального спрединга, на самом раннем этапе раскрытия Центральной Атлантики, когда растяжение на небольшом расстоянии от оси спрединга сменилось сжатием.

Иначе построена область перехода континент–океан в районе к юго-востоку от п-ова Новая Шотландия. Профиль МОВ ОГТ 88/1А пересекает континентальный склон и в своей восточной части выходит в пределы мезозойской океанической коры абиссальной равнины Гаттерас Северо-Американской котло-

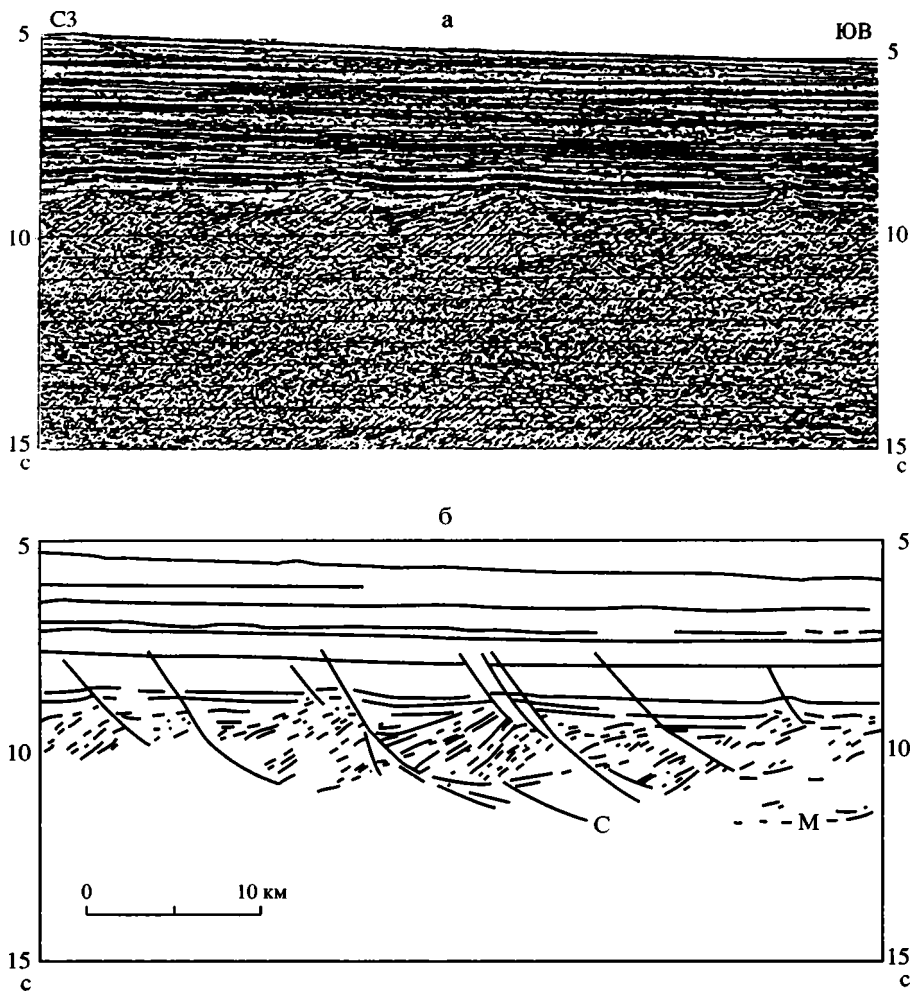


**Рис. 1.50.** Сейсмические профили МОВ ОГТ 84-3 (а) и 85-2 (б) через пограничную область континент–океан на широте о-ва Ньюфаундленд, по [Keen, Voogd, 1988]

1 – отражающие горизонты, падающие в сторону континента; 2 – поверхность М. Профиль 85-2 иллюстрирует сложное строение океанической коры с многочисленными наклонными рефлекторами, прослеживающимися от кровли интенсивно расчлененного фундамента до поверхности М

вины [Salisbury, Keen, 1993]. Под мощной толщей осадков (не менее 7 км) здесь распространена океаническая кора среднеюрского возраста. На приведенном на рис. 1.51 фрагменте профиля выделяется не менее пяти блоков, по мнению авторов, разделенных поверхностями листрических сбросов, наклоненных на восток, в сторону оси САХ, под углом  $45^\circ$ . Эти сбросы рассекают консолидированную кору от поверхности фундамента до глубин порядка 4 км, т.е. на  $2/3$  мощности коры, если принять значение скорости продольных сейсмических волн для второго слоя  $5,3$  км/с. Наиболее примечательной чертой этого профиля является серия наклоненных на запад отражающих площадок внутри блоков, падение которых меняется от  $10^\circ$  у поверхности фундамента до  $40^\circ$  в основании блоков. Под последними, ограниченными вогнутыми поверхностями разломов, в отдельных местах прослеживаются четкие рефлекторы, вплоть до поверхности М, наклоненные под углом  $30^\circ$  в сторону САХ.

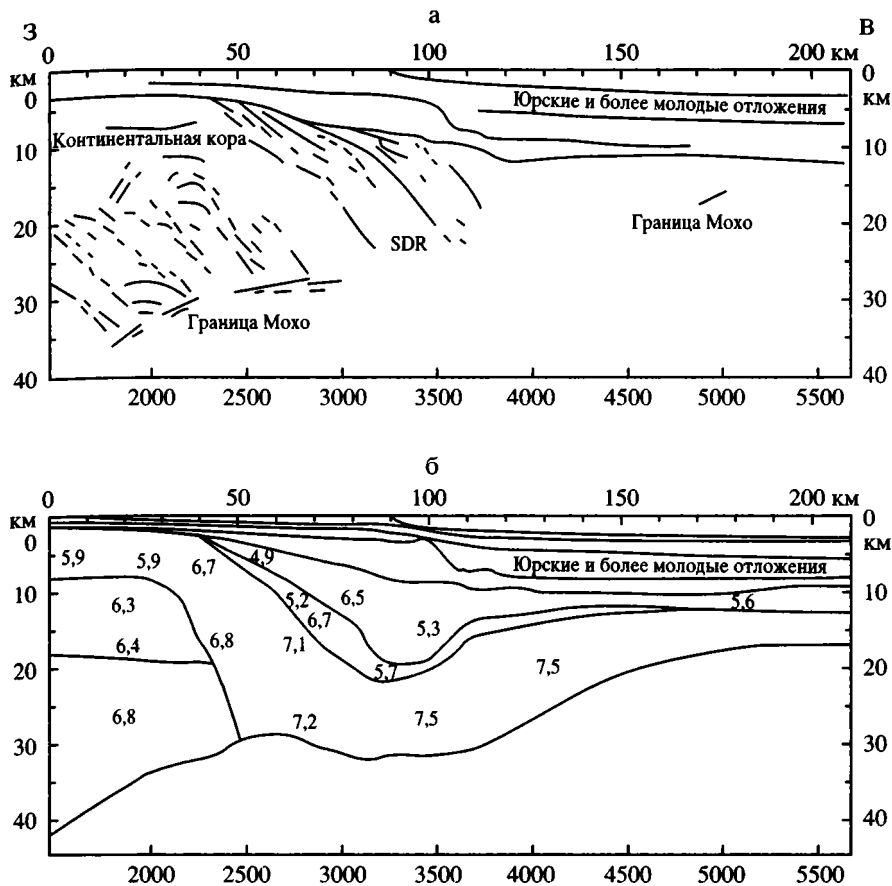
Другим неожиданным моментом является факт проникновения разломов из консолидированной океанической коры более чем на 4 км в перекрывающие осадки, вплоть до слоев мелового возраста. Это указывает на то, что смещение по разломам не прекращалось в течение длительного (не менее 70 млн лет) времени после формирования “листрики” в оси спрединга. Более предпочтительна,



**Рис. 1.51.** Фрагмент профиля МОВ ОГТ 88/1А через пограничную область континент–океан к юго-востоку от п-ова Новая Шотландия (а) и его интерпретация (б), по [Salisbury, Keen, 1993]

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

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



**Рис. 1.52.** Сейсмические профили через пассивную окраину Северной Америки, по [Talwani, Abreu, 2000; Богданов, 2002]

а – по данным отраженных волн; б – по данным преломленных волн

Пассивная окраина Северной Америки к югу от рассмотренного выше района также отделяется от океанского ложа континентальным склоном. Вертикальный размах склона достигает 2 км при небольшой (до 1–1,5 км) ширине. Континентальные структуры шельфовой и прибрежной полосы обрываются уступом и не имеют продолжения в пределах областей с океанической корой. Вдоль подножия континентального склона со стороны океана прослеживается крупная положительная магнитная аномалия ЕСМА, разделяющая области с корой континентального и океанического типов. Эта аномалия, по мнению некоторых исследователей, образовалась во время начальной стадии разделения Африки и Америки и отвечает крупным магматическим телам основного состава, внедрившимся в кору по разломам [Hinz, 1981; Mutter et al., 1982].

По сейсмическим данным, нижняя континентальная кора при движении в сторону океана сменяется мощной (до 20 км) линзой клиновидной формы, залегающей выше габбро-ультрамафитового слоя (рис. 1.52).

Этот клин с рефлекторами SDR (seaward-dipping reflectors) был классифицирован М. Тальвани в качестве “начальной океанической коры” [Talwani, Abreu, 2000]. Пик магнитной аномалии смещен в сторону океана относительно макси-

мальной мощности SDR и пространственно совпадает с областью резкого сокращения мощности континентальной коры, вплоть до ее полного выклинивания. Изучение клина SDR с помощью широкоугольного сейсмопрофилирования показало, что его внутренняя структура состоит из трех горизонтов [Lizzaralde, Holbrook, 1997]. Верхний, с сейсмическими скоростями от 5,3 до 6,7 км/с, по-видимому, слагается основными эффузивами. Средний, со скоростями 6,3–6,8 км/с, рассматривается в качестве “переходного” горизонта. Нижний, со скоростями 7–7,5 км/с, вероятно, сложен основными магматическими породами и ультрамафитами.

Относительно состава и строения SDR в рассматриваемом районе в литературе имеется две точки зрения. Согласно одной из них, он состоит в основном из океанических пород с подчиненным количеством континентального материала. По другой, он представлен переслаиванием континентальных метаморфических образований и силлов основного и ультраосновного состава. Н.А. Богданов недавно предложил альтернативную гипотезу: клин SDR в пределах Северо-Американской окраины представляет собой пакет, состоящий из частого переслаивания тектонических пластин континентального материала и ультрамафитов, интенсивно серпентизированных на изгибе под подножием континентального склона, в зоне перехода к типичной океанической коре [Богданов, 2001]. Другими словами, “начальная океаническая кора” тектонически расслоена.

Рассмотренные выше примеры пассивных окраин и сопряженных с ними участков океанского ложа Северной и Центральной Атлантики показывают, что все структурное многообразие этих областей непременно включает в себя элементы тектонического расслаивания океанской литосферы.

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛАИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ**

По своей генеральной структуре зоны поперечных разломов рассмотренных регионов Атлантики представляют собой сочетание трогов (долины разломов) с линейными положительными формами рельефа (трансверсивные хребты), обрамляющими эти долины. Анализ материалов о поверхностном и глубинном строении океанических разломных зон уже давно привел некоторых исследователей к справедливому выводу о важной роли в формировании этих структур горизонтальных напряжений растяжения, ориентированного перпендикулярно простиранию разломных зон (параллельно оси срединно-океанического хребта) [Ларин, Соловьева, 1979; Соловьева, 1981]. Сопоставление структуры и простираний разломных зон в пределах срединно-океанических хребтов хорошо согласуются с предположениями о преобладающем растяжении в формировании разломов [Агапова, Волокитина, 1991]. Грабенообразная форма долин разломов, нередко с крутыми бортами и узким ущельем в осевой части, разуплотнение мантийного вещества по оси разломов, высокий тепловой поток свидетельствуют в пользу подобных выводов. В последние годы появились и прямые доказательства растяжения литосферы под этими структурами. Детальные полевые наблюдения в зоне разлома Тьеорнес, выходящей на поверхность в Северной Исландии, выявили внутри нее многочисленные структуры растяжения (сбросы, мелкие грабены, рои базальтовых даек), ориентированные в соответствии с простиранием разлома и указывающие на значительное растяжение поперек этой структуры, параллельно оси САХ [Gudmundsson, 1993].



**Рис. 1.53.** Структурно-динамический профиль через зону разлома Кейн, по [Wilcock et al., 1990]  
 1 – серия сбросов на южной стенке; 2 – векторы растяжения; 3 – нормальные сбросы, установленные по фокальным механизмам очагов землетрясений

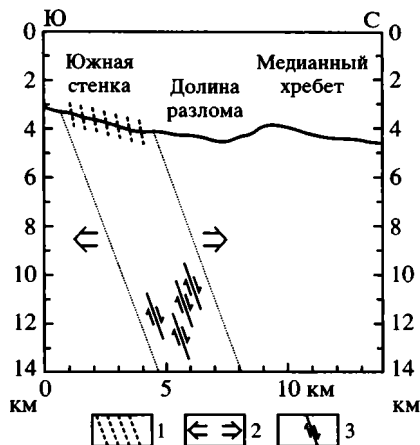
Растяжение под долиной разлома Кейн установлено при изучении фокальных механизмов очагов микроземлетрясений [Wilcock et al., 1990]. В восточной части активного отрезка механизм четырех землетрясений нормально сбросового типа указывает на растяжение, ориентированное перпендикулярно простиранию разлома, при этом оси наименьшего сжимающего стресса занимают положение, близкое к горизонтальному. Эпицентры землетрясений приурочены к основанию крутого южного борта разломной долины. В его верхней части закартированы многочисленные сбросы, круто наклоненные в сторону оси разломной долины. Землетрясения отражают активность этих сбросов до глубин 6–9 км под дном (рис. 1.53). Сбросовая тектоника вообще является характерной чертой южной стенки разлома, что устанавливается по данным погружений обитаемых аппаратов [Tivey et al., 1998]. Наличие ступенчатых сбросов на бортах разломных долин – явление вообще широко распространенное.

Устанавливаются недавние эпизоды растяжения и в зоне разлома Зеленого Мыса [Roest, Collette, 1986]. Очаги крупных мелкофокусных (4–6 км) землетрясений в зоне разлома коррелируются с растяжением, ориентированным в меридиональном направлении [Bergman, Solomon, 1988].

Выше было показано, что в пределах трансверсивных хребтов, а особенно в областях сочленений рифт–разлом, широко распространены явления тектонического скучивания коровых и мантийных масс, реализовавшегося в чешуйчато-надвулкановых структурах. Такая картина и образование хребтов, как таковых, объясняется с точки зрения классической теории спрединга: два главных морфологических структурных элемента в областях пересечения оси спрединга с трансформным разломом – нодальная впадина и поднятие внутреннего угла – уходят пассивно, вместе с отодвигающейся плитой, в стороны от оси спрединга и тем самым создают характерный рельеф зоны разлома. Поднятие внутреннего угла формирует горы по обрамлению разломной долины, а прежние нодальные бассейны отвечают впадинам дна долины разлома [Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

На наш взгляд, логичнее это скучивание связать с компенсационным сжатием: раздвиг и утонение коры под долинами разломов сопровождаются надвигообразованием в трансверсивных хребтах, с формированием структур типа обдуктивных [Разницын, Трофимов, 1989].

Этот вывод находит свое подтверждение при изучении полей напряжений в океанической литосфере с использованием фокальных механизмов очагов крупных землетрясений, приуроченных к трансверсивным хребтам и к межразломным пространствам. Такие землетрясения на фоне приуроченности основных сейсмических событий к рифтовым зонам (преимущественно сбросы) и к разломным долинам (сдвиги) по своему местоположению, и по механизмам очага рассматриваются в качестве “аномальных” [Wolfe et al., 1993].



мальной мощности SDR и пространственно совпадает с областью резкого сокращения мощности континентальной коры, вплоть до ее полного выклинивания. Изучение клина SDR с помощью широкоугольного сейсмопрофилирования показало, что его внутренняя структура состоит из трех горизонтов [Lizzaralde, Holbrook, 1997]. Верхний, с сейсмическими скоростями от 5,3 до 6,7 км/с, по-видимому, слагается основными эффузивами. Средний, со скоростями 6,3–6,8 км/с, рассматривается в качестве “переходного” горизонта. Нижний, со скоростями 7–7,5 км/с, вероятно, сложен основными магматическими породами и ультрамафитами.

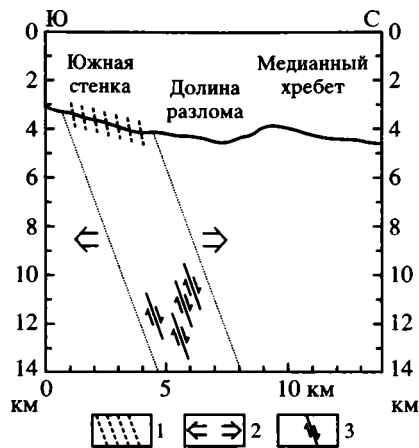
Относительно состава и строения SDR в рассматриваемом районе в литературе имеется две точки зрения. Согласно одной из них, он состоит в основном из океанических пород с подчиненным количеством континентального материала. По другой, он представлен переслаиванием континентальных метаморфических образований и силлов основного и ультраосновного состава. Н.А. Богданов недавно предложил альтернативную гипотезу: клин SDR в пределах Северо-Американской окраины представляет собой пакет, состоящий из частого переслаивания тектонических пластин континентального материала и ультрамафитов, интенсивно серпентизированных на изгибе под подножием континентального склона, в зоне перехода к типичной океанической коре [Богданов, 2001]. Другими словами, “начальная океаническая кора” тектонически расслоена.

Рассмотренные выше примеры пассивных окраин и сопряженных с ними участков океанского ложа Северной и Центральной Атлантики показывают, что все структурное многообразие этих областей непременно включает в себя элементы тектонического расслаивания океанской литосферы.

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛАИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ**

По своей генеральной структуре зоны поперечных разломов рассмотренных регионов Атлантики представляют собой сочетание трогов (долины разломов) с линейными положительными формами рельефа (трансверсивные хребты), обрамляющими эти долины. Анализ материалов о поверхностном и глубинном строении океанических разломных зон уже давно привел некоторых исследователей к справедливому выводу о важной роли в формировании этих структур горизонтальных напряжений растяжения, ориентированного перпендикулярно простиранию разломных зон (параллельно оси срединно-океанического хребта) [Ларин, Соловьева, 1979; Соловьева, 1981]. Сопоставление структуры и простираний разломных зон в пределах срединно-океанических хребтов хорошо согласуются с предположениями о преобладающем растяжении в формировании разломов [Агапова, Волокитина, 1991]. Грабенообразная форма долин разломов, нередко с крутыми бортами и узким ущельем в осевой части, разуплотнение мантийного вещества по оси разломов, высокий тепловой поток свидетельствуют в пользу подобных выводов. В последние годы появились и прямые доказательства растяжения литосферы под этими структурами. Детальные полевые наблюдения в зоне разлома Тьеорнес, выходящей на поверхность в Северной Исландии, выявили внутри нее многочисленные структуры растяжения (сбросы, мелкие грабены, рои базальтовых даек), ориентированные в соответствии с простиранием разлома и указывающие на значительное растяжение поперек этой структуры, параллельно оси САХ [Gudmundsson, 1993].

**Рис. 1.53.** Структурно-динамический профиль через зону разлома Кейн, по [Wilcock et al., 1990]  
 1 – серия сбросов на южной стенке; 2 – векторы растяжения; 3 – нормальные сбросы, установленные по факльным механизмам очагов землетрясений



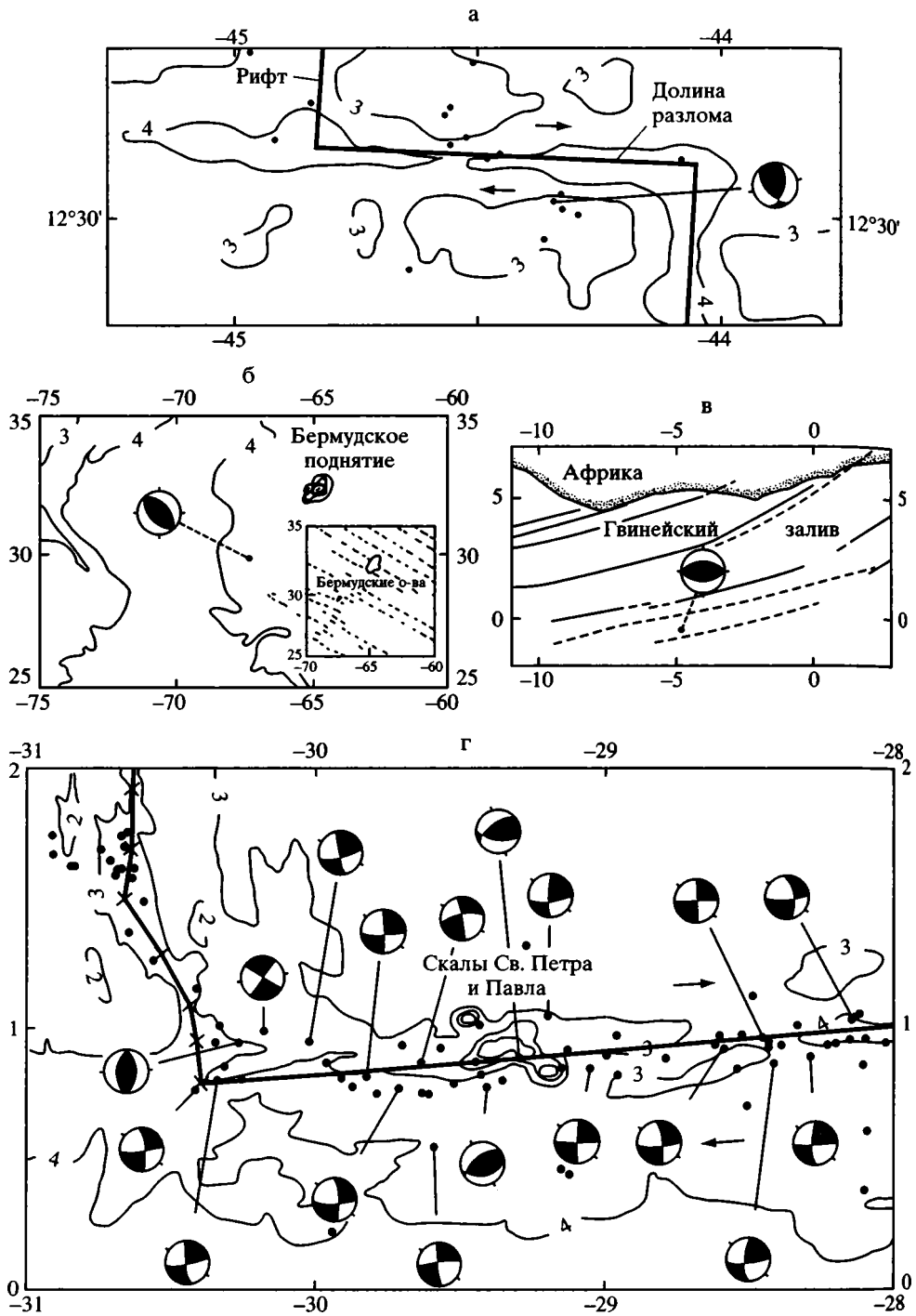
Растяжение под долиной разлома Кейн установлено при изучении фокальных механизмов очагов микроземлетрясений [Wilcock et al., 1990]. В восточной части активного отрезка механизм четырех землетрясений нормально сбросового типа указывает на растяжение, ориентированное перпендикулярно простираюнию разлома, при этом оси наименьшего сжимающего стресса занимают положение, близкое к горизонтальному. Эпицентры землетрясений приурочены к основанию крутого южного борта разломной долины. В его верхней части закартированы многочисленные сбросы, круто наклоненные в сторону оси разломной долины. Землетрясения отражают активность этих сбросов до глубин 6–9 км под дном (рис. 1.53). Сбросовая тектоника вообще является характерной чертой южной стенки разлома, что устанавливается по данным погружений обитаемых аппаратов [Tivey et al., 1998]. Наличие ступенчатых сбросов на бортах разломных долин – явление вообще широко распространенное.

Устанавливаются недавние эпизоды растяжения и в зоне разлома Зеленого Мыса [Roest, Collette, 1986]. Очаги крупных мелкофокусных (4–6 км) землетрясений в зоне разлома коррелируются с растяжением, ориентированным в меридиональном направлении [Bergman, Solomon, 1988].

Выше было показано, что в пределах трансверсивных хребтов, а особенно в областях сочленений рифт–разлом, широко распространены явления тектонического скучивания коровых и мантийных масс, реализовавшегося в чешуйчато-надвушковых структурах. Такая картина и образование хребтов, как таковых, объясняется с точки зрения классической теории спрединга: два главных морфологических структурных элемента в областях пересечения оси спрединга с трансформным разломом – нодальная впадина и поднятие внутреннего угла – уходят пассивно, вместе с отодвигающейся плитой, в стороны от оси спрединга и тем самым создают характерный рельеф зоны разлома. Поднятие внутреннего угла формирует горы по обрамлению разломной долины, а прежние нодальные бассейны отвечают впадинам дна долины разлома [Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

На наш взгляд, логичнее это скучивание связать с компенсационным сжатием: раздвиг и утонение коры под долинами разломов сопровождаются надвигообразованием в трансверсивных хребтах, с формированием структур типа обдуктивных [Разницын, Трофимов, 1989].

Этот вывод находит свое подтверждение при изучении полей напряжений в океанической литосфере с использованием фокальных механизмов очагов крупных землетрясений, приуроченных к трансверсивным хребтам и к межразломным пространствам. Такие землетрясения на фоне приуроченности основных сейсмических событий к рифтовым зонам (преимущественно сбросы) и к разломным долинам (сдвиги) по своему местоположению, и по механизмам очага рассматриваются в качестве “аномальных” [Wolfe et al., 1993].



**Рис. 1.54.** Фокальные механизмы очагов землетрясений надвигового типа в районе южного трансверсивного хребта зоны разлома Марафон (а), в пределах абиссальной равнины Гаттерас (б), в Гвинейском заливе (в), в районе скал Св. Петра и Павла (г), по [Wolfe et al., 1993; Bergman, 1986]

Изобаты – в км

Так, в активной (межрифтовой) части разлома Марафон, в пределах южно-го трансверсивного хребта, отмечено землетрясение с надвиговым механизмом (см. рис. 1.54, а). В районе скал Св. Петра и Павла, венчающих трансверсивный хребет разломной зоны Сан-Паулу, зафиксированы землетрясения со взбросовым и надвиговым механизмами (см. рис. 1.54, г). В обоих случаях оси горизонтального сжимающего напряжения ориентированы перпендикулярно простиранию разлома (там же).

Интересные и очень необычные данные по механизмам очагов 15 землетрясений в зоне разломов Сан-Паулу приведены в работе А.О. Мазаровича с соавторами [Мазарович, Соколов и др., 2001]. Анализ механизмов показывает, что в рифтовой зоне существуют дислокации типа “сброс”, а вдоль разломных трогов – дислокации типа “сдвиг”. Но, в отличие от трансформных разломов, где вектор сдвига по плоскости срыва направлен вдоль разлома, здесь наблюдается наличие сдвигов, у которых вектор ориентирован в субмеридианальном направлении. Это свидетельствует о наличии сильной субмеридиональной компоненты коровых напряжений, реализации которых в виде разрывных нарушений происходит по всем теоретически возможным направлениям сколов относительно ориентации напряжения (там же).

Два землетрясения с надвиговыми механизмами, эпицентры которых располагаются явно в пределах межразломных участков, отмечены в восточной части Гвинейского залива в районе продолжений разломных зон Сан-Паулу и Романш (см. рис. 1.54, в), и в 350 км юго-западнее Бермудских островов (см. рис. 1.54, б) в районе рассмотренной выше абиссальной равнины Гаттерас в пределах Северо-Американской котловины, где на сейсмических разрезах прекрасно выражена тектоническая расслоенность. Нодальные плоскости обоих землетрясений ориентированы параллельно простиранию разломов, а оси сжимающих напряжений – перпендикулярно. При этом подчеркивается, что оба эти события коррелируются с тектоническими нарушениями в зонах разломов [Bergman, 1986].

Землетрясения с механизмами взбросового и надвигового типов нередко приурочены к зонам сочленения разломов с сегментами рифтовой долины [Engeln et al., 1986]. При этом сжимающий стресс ориентирован параллельно оси САХ [Wolfe et al., 1993]. Как было показано выше, именно для этих участков, прежде всего для внутренних угловых поднятий разломных зон, особенно характерно тектоническое скучивание глубинных и близповерхностных масс с формированием чешуйчато-надвиговых структур.

Исключительно важную информацию о напряженном состоянии океанских недр поставляют скважинные измерения. В скв. 395А, расположенной в 150 км южнее разлома Кейн и пробуренной на участке вне разломных зон в молодой коре с возрастом 7,3 млн лет, в базальтах зафиксированы необычайно высокие, более 100 МПа, сжимающие напряжения на глубинах менее 500 м под дном [Moos, Zoback, 1990]. Те же авторы отмечают, что такая магнитуда стресса более чем достаточна для образования взбросов и надвигов, задокументированных в фокальных механизмах землетрясений в молодой коре Атлантики. Чтобы представить себе, насколько велики такие напряжения, достаточно привести данные оценки стресса в 100 МПа в подошве офиолитовых аллохтонов Ньюфаундленда или в 120 МПа в краевых милонитовых зонах массива Ланцо [Boudier, Nicolas, 1980; Girardeau, Nicolas, 1981].

Все эти данные находятся в хорошем соответствии с фокальными механизмами землетрясений надвигового и взбросового типов в молодой литосфере с возрастом менее 35 млн лет, к которой тяготеет большинство внутриплитных

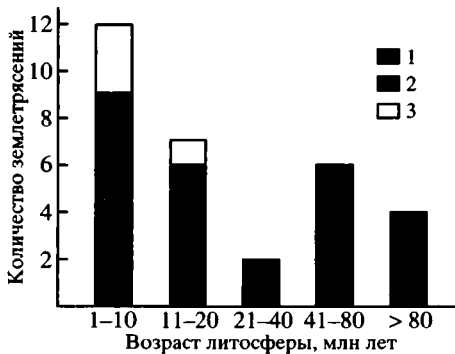


Рис. 1.55. Гистограмма фокальных механизмов очагов землетрясений в океанической литосфере различного возраста, по [Wiens, Stein, 1984]

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

землетрясений [Wiens, Stein, 1984]. При этом надвигообразование ограничивается глубинами до 10 км под дном [Bergman, 1986].

В литосфере же древнее 35 млн лет процессы надвигообразования имеют место в пределах всего интервала сейс-

мически активных глубин, т.е. до 45 км, а все крупные землетрясения характеризуются исключительно надвиговыми или сдвиговыми механизмами очагов. Естественно, это указывает на доминирующее горизонтальное сжатие во внутриплитном поле напряжений. На рис. 1.55 хорошо видно, что древняя литосфера характеризуется исключительно надвиговыми и сдвиговыми фокальными механизмами очагов землетрясений. В молодой (< 35 млн лет) литосфере большинство землетрясений также имеют механизмы надвигов и сдвигов.

Изучение фокальных механизмов землетрясений в молодой литосфере показало, что в очагах землетрясений с нормально сбросовым механизмом оси растяжения ориентированы косо по отношению к направлению спрединга и не указывают на растяжение в этом направлении. Оси же сжатия в очагах с надвиговыми механизмами показывают лишь небольшую преобладающую ориентацию в направлении спрединга [Wiens, Stein, 1984]. Однако оси сжатия “надвиговых” землетрясений в литосфере моложе 9 млн лет вообще не проявляют никакой корреляции с направлением спрединга, откуда следует, что силы расталкивания хребта (ridge push) весьма незначительны вблизи его оси. Все эти наблюдения позволяют говорить о концентрации растягивающих напряжений лишь в очень узкой осевой зоне хребта (там же).

По измерениям напряженного состояния пород *in situ* в базальтах и других массивных образованиях Исландии растяжение в горизонтальном направлении было зафиксировано только в зоне шириной всего 2,5 км в северной части Центрального грабена. К западу и к востоку от нее обнаружены уже сжимающие напряжения, ориентированные перпендикулярно к зияющим трещинам, которые связаны с процессом спрединга, и в несколько раз превышающие величину геостатического давления, рассчитанного от веса пород [Кропоткин, Ефремов, 1987; Кропоткин, Ларионов, 1977]. Такие высокие напряжения нельзя отнести за счет влияния рельефа, и их следует рассматривать как имеющие тектоническое происхождение (там же).

Имеются работы, в которых деформации сжатия предполагаются даже в осях спрединга [Passerini, Zan, 1989]. При этом отмечается, что фокальные механизмы землетрясений в рифтовых зонах, указывающие на сжатие, крайне редки. И все же инверсионная тектоника здесь проявляется в закрытии гьяр и трещин, обычных для зон спрединга. Закрытие таких трещин, наблюдаемое в Исландии, свидетельствует о значительном укорочении литосферы, а, стало быть, и об имевших место эпизодах сжатия (там же). Горизонтальные сжимающие напряжения в рифтовых зонах могут быть обусловлены насыщением магматическими расплавами раздробленной коры. Возникающие при этом поперечные по отношению к оси рифта трещины и приуроченные к ним рои даек, развитие антиклинальных

складок между параллельными рифтами, как это имеет место в Исландии, являются следствием латерального стресса [Bhattacharji, Koide, 1987].

На вопрос, каким же образом на фоне глобального сжатия, охватывающего литосферу, могут существовать области растяжения земной коры и, в частности, рифтовые зоны, П.Н. Кропоткин отвечал следующим образом: "...Мы рассматриваем эти локальные эффекты растяжения как результат выдавливания вверх наиболее пластичных масс, например, магмы, и наиболее прогретых и соответственно менее вязких объемов твердого мантийного вещества в отдельных зонах под действием того же глобального сжатия" [Кропоткин, Ларионов, 1977, с. 24].

Таким образом, сейсмологические данные показывают, что практически вся область Атлантики, кроме узких рифтовых зон и, как мы полагаем, троговых долин поперечных (трансформных) разломов, в настоящее время охвачена сжимающими горизонтальными напряжениями. Можно думать, что такое поле напряжений, особенно в тех районах, где имеет место сгущение разломных зон, формируется в результате сложения векторов растяжения в различно ориентированных сегментах рифтовой зоны и в зонах поперечных разломов. При этом оси сжимающих напряжений ориентированы под тем или иным углом к направлению спрединга. Именно такая картина отмечается в расположении осей сжатия землетрясений с надвиговыми механизмами очагов [Wiens, Stein, 1984].

Выше было показано, что сейсмический имидж океанической коры Атлантики определяется прежде всего наличием в ней большого количества наклонных отражающих горизонтов, интерпретируемых в качестве разломов. В обстановке горизонтального сжатия наличие наклонных разломов в коре неизбежно приводит к возникновению надвигов или поддвигов [Кропоткин, 1972; Ларионов, 1975].

С развитием техники геолого-геофизических исследований, включая в первую очередь спутниковую альтиметрию, а также батиметрическую съемку дна океана при помощи сонаров бокового обзора и многолучевых эхолотов, количество разломов на дне океана постоянно растет. Так, на карте разломов дна Атлантического океана в центральном районе Атлантики от экватора до 15° с.ш. их выделено уже не менее 20 [Muller, Roest, 1992]. Легко подсчитать, что средний "шаг" разломов в этой области составляет всего 45–50 км.

Другой вариант карты разломов северной половины Атлантики, построенный с использованием всех известных на данное время батиметрических материалов и без давления существующих парадигм, дает приблизительно такую же плотность разломов в указанной полосе [Smoot, 1989]. Однако самая объективная картина разломной тектоники с большой точностью представлена на гравиметрической карте предсказанного рельефа, построенной по альтиметрическим данным [Sandwell, Smith, 1997] (см. рис. 1.1). Анализ данных спутниковой альтиметрии показывает, что рифтовая долина между 25° с.ш. и 15° ю.ш. смещается 24 трансформными разломами на различные расстояния. Восточнее нее располагается 47 широтных трогов или протяженных субширотных хребтов, западнее – 40 [Мазарович, 2000].

На Генеральной батиметрической карте океанов ГЕБКО масштаба 1:10 000 000, представляющей собой наиболее полную современную сводку по Мировому океану, в полосе между экватором и 20° ю.ш., таких разломов насчитывается не менее 40 [Агапова, Волокитина, 1991; General bathymetric chart..., 1982]. При этом следует иметь в виду, что в реальности таких структур намного больше, о чем говорит опыт детальных геолого-геофизических исследований в Северной и Центральной Атлантике [Пушаровский и др., 1995; Smoot,

1989]. Расстояние (“шаг”) между разломами, таким образом, не превышает первых десятков километров.

Было выяснено, что в среднем поперечные разломы в глобальной системе срединно-океанических хребтов отстоят друг от друга на расстояние 50–80 км [Ильин, 1983]. При этом протяженность разломных депрессий в САХ втрое больше, чем в Индийском и на порядок больше, чем в Тихом океане [Агапова, Волокитина, 1991]. Такие различия нельзя объяснить только большей степенью изученности разломов Атлантического океана. Большая плотность разломов связана с особенностями развития САХ как активной структуры, блоковое строение которой в равной степени зависит от рифтогенеза и разломной тектоники (там же).

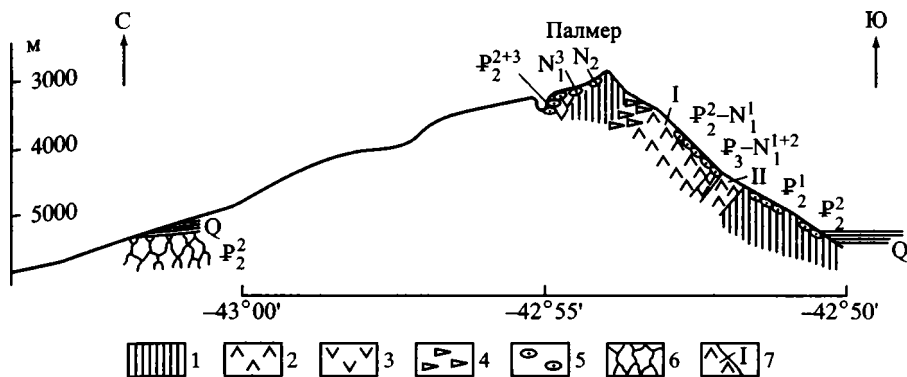
Между тем, в последние годы стало ясно, что практически все зоны поперечных разломов, независимо от амплитуды смещения по ним сегментов рифтовой долины, подстилаются корой, аномальной по сравнению с так называемой “нормальной” океанической. По этому вопросу существует обширная литература, поэтому сошлемся на обобщающую работу известных американских геофизиков [White et al., 1984].

“Аномальная” кора зон поперечных разломов характеризуется прежде всего резко уменьшенной мощностью по сравнению с “нормальной” океанической корой. Верхнемантийные скорости продольных сейсмических волн на отдельных участках разломов, чаще всего в узлах пересечения с рифтами, фиксируются на глубинах всего 2–3 км, а иногда и менее. Очень существенно, что самая тонкая кора приурочена, за редкими исключениями, к центральной, наиболее глубокой части разломных долин. Кроме того, скоростная структура в зонах разломов отличается аномально низкими скоростями, особенно в верхней части разреза, относительно высоким скоростным градиентом и отсутствием преломляющих границ, типичных для третьего геофизического слоя. Аномальная кора является принадлежностью всех разломных зон, независимо от величины смещения по ним сегментов рифтовых долин. Установлено постепенное утонение коры при приближении к конкретному разлому в зонах, шириной до нескольких десятков километров.

Поскольку в северной приэкваториальной Атлантике разломы располагаются приблизительно через каждые несколько десятков километров по простиранию САХ, а кора под ними и в их окрестностях аномальная, то данный факт является главной причиной существования здесь тектонических неоднородностей в глобальном масштабе. Если же ширина зон аномальной коры, подстилающей разломные долины, и утоненной, а стало быть также аномальной, прослеживающейся к северу и к югу от них, сопоставима с расстояниями между разломами (а именно в такой ситуации оказывается вся северная приэкваториальная Атлантика), то нормальная кора здесь должна отсутствовать вовсе.

Аномальность коры разломных зон проявлена не только в геофизических характеристиках и в уменьшенной по сравнению с “нормальной” корой мощностью, но, прежде всего, в чешуйчато-надвиговом строении трансверсивных хребтов и особенно зон сочленений рифт–разлом. Глубинные породы здесь, в том числе мантийные ультрамафиты, в виде тектонических пластин и блоков выведены в верхние горизонты коры. Наглядной иллюстрацией сказанному являются разломы Зеленого Мыса и Кейн. Если добавить к сказанному установленные элементы тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии практически во всех структурных областях – в гребневой части САХ, на его флангах, в смежных глубоководных котловинах и в периферийных частях океана в пределах пассивных окраин, то мы должны прийти к парадоксальному на первый взгляд выводу: нормальная океаническая кора в северной приэквато-





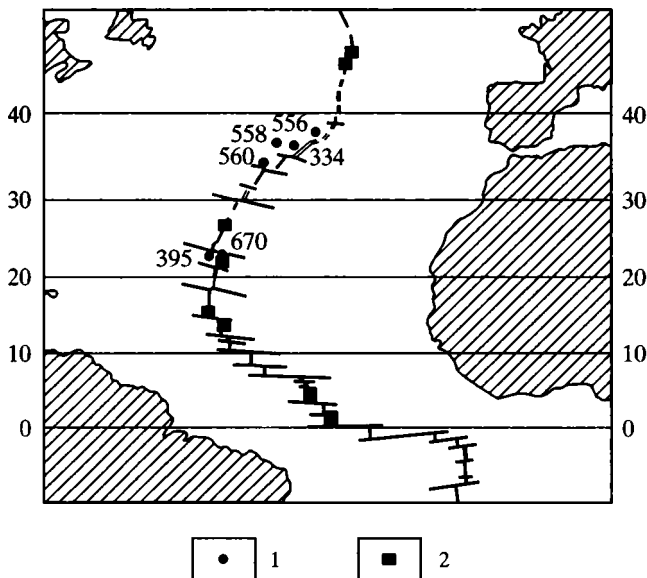
**Рис. 1.56.** Геологический профиль через хребет Палмер по меридиану  $20^{\circ}10'$  з.д., по [Лавров, Бараш, 1976]

1 – серпентинизированные перидотиты и габбро; 2 – амфиболиты; 3 – базальты; 4 – тектонические брекчи; 5 – перемытые осадочные породы; 6 – тектонизированные осадочные породы; 7 – точки драгирования амфиболитов, для которых был определен абсолютный возраст: I –  $59 \pm 8,5$ ;  $60 \pm 6,5$ ;  $43 \pm 3$ ;  $40 \pm 3$ ;  $29 \pm 2$ ;  $89$  млн лет; II –  $27 \pm 4$ ;  $21 \pm 5$  млн лет

риальной части Атлантического океана практически отсутствует. Но это не значит, что ее там нет вовсе. Наличие таковой можно было бы предположить в той его части, где поперечные разломы практически отсутствуют – это полоса между Азоро-Гибралтарской зоной на юге и разломом Чарли-Гиббс на севере. И указания на это имеются.

В хребте Палмер (в системе трога Кинг) в Северной Атлантике, расположенном приблизительно на  $43^{\circ}$  с.ш. на восточном склоне САХ, обнаружен почти полный разрез океанической коры: низы разреза сложены габбро, выше располагается “слой” параллельных даек (1,5 км), верхнюю часть разреза составляют базальты (300 м), перекрытые известняками раннеэоценового возраста [Добрецов и др., 1991]. Этот блок “нормальной” коры находится в разительном контрасте с блоком, расположенном всего в 15 км к западу, где почти весь разрез хребта сложен ультрамафитами и габбро-амфиболитами. Налицо резкая изменчивость океанической коры по простиранию хребта Палмер. Авторы пришли к выводу о том, что кора в районе исследований состоит из серии субвертикальных блоков, шириной 4–10 км, сложенных либо нормальным разрезом от габбро до базальтов, либо аномальным, образованным ультрамафитами и метагабброидами.

Для последнего случая существует и иная структурная интерпретация, более предпочтительная, поскольку суммирует все известные геологические данные по этому району [Лавров, Бараш, 1976]. Геологический профиль иллюстрирует чешуйчато-надвиговое строение конкретного участка хребта Палмер с элементами тектонического сдвигания разреза (рис. 1.56). Пластины серпентинизированных ультрамафитов в основании южного склона хребта и в его верхней части разделены амфиболитами. При этом амфиболиты, обнажающиеся ниже по склону, моложе амфиболитов, которые залегают выше. Эти исследователи связывают тектоническое скучивание в рассмотренном районе Северной Атлантики с Пиринейской фазой складчатости (эоцен). В пользу подобной интерпретации, на наш взгляд, свидетельствуют прямые наблюдения с подводных аппаратов “МИР” [Сборщиков, Шебунин, 1992]. На различных участках склонов хребта в большом количестве были встречены серпентиниты. Выявле-



**Рис. 1.57.** Местоположение участков в осевой части САХ, где ультрабазиты выходят на поверхность дна, по [Lagabrielle, Cannat, 1990]

1 – скважины глубоководного бурения; 2 – драгировки

но множество зон тектонизации и рассланцованности пород, все поднятые образцы несут следы скалывания и дробления. Те же авторы говорят о существенной вертикальной неоднородности литосферы в рассматриваемом районе.

Известны фрагменты ненарушенных разрезов и среди изученных нами разломов. В восточной части межрифтового отрезка разлома Чейн, расположенного непосредственно к югу от разлома Романш, на его южном борту, ступенчатым драгированием выявлена упорядоченность различных типов пород в вертикальном сечении [Пушаровский и др., 1993]. Снизу вверх по склону ультрамафиты сменяются габброидами, а затем – базальтами. Данная последовательность соответствует представлениям о нормальном разрезе океанической коры. Однако уже в западной части активного отрезка разлома Чейн картина совершенно иная – нормальный разрез здесь отсутствует.

В зоне разлома Вима в пределах южного трансверсивного хребта была обнаружена последовательность пород океанической коры и верхов мантии, соответствующая понятию “нормальная океаническая кора”: ультрамафиты прослеживаются в основании разреза, выше залегают габброиды и комплекс параллельных даек, а венчают разрез базальты. Однако при ближайшем рассмотрении контакты между различными типами пород оказались тектоническими, а сам хребет можно рассматривать в качестве яркого примера тектонически расслоенной океанической литосферы.

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

В последнее время накапливается все больше данных о широком распространении глубинных пород (ультрамафитов, в различной степени серпентинизированных, и габброидов) в осевой и приосевой частях САХ, в том числе и в рифтовой зоне. На рис. 1.57 показаны участки, где ультрамафиты и габбро бы-

ли драгированы или разбурены скважинами глубоководного бурения. Еще более насыщенно выглядит карта с находками ультрамафитов и серпентинитов в приэкваториальной Атлантике, составленная А.О. Мазаровичем с учетом 275 станций, где такие породы были встречены (рис. 1.58). Приблизительно в тех же районах в 199 точках встречены габброиды [Мазарович, 2000].

Гипсометрическое положение ультраосновных пород и габбро в рельефе дна Атлантики, как отмечала Г.Н. Савельева [1987], охватывает весь диапазон глубин, а уровень их залегания не зависит ни от приуроченности к определенному типу морфоструктур, ни от их расположения по отношению к осевой рифтовой долине. Это положение наглядно иллюстрируется на рис. 1.59 для акватории Атлантики от 30° с.ш. до 20° ю.ш.

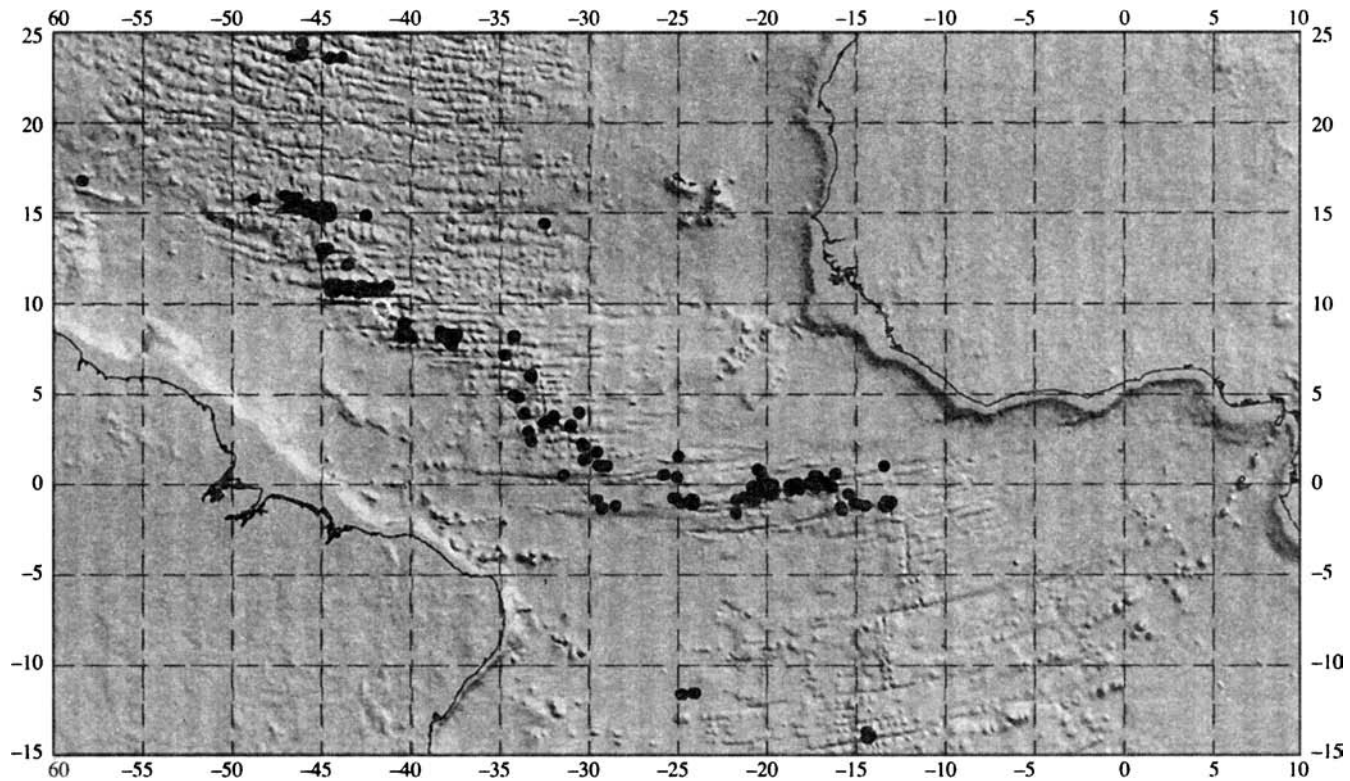
Опыт составления среднемасштабных геологических карт и схем таких участков дна является ярким подтверждением этого положения: в районах сочленения сегментов рифта с разломами Зеленого Мыса и Кейн одни только ультрамафиты слагают не менее 30% закартированных площадей [Перфильев и др., 1996; Cannat et al., 1995]. А с учетом данных гравимагнитных исследований, указывающих на залегание плотных и сильномагнитных пород непосредственно под маломощными покровами базальтов или на поверхности дна, эта цифра станет еще более внушительной.

Как было показано выше, глубинные породы – ультрамафиты и габбро – обнажаются в бортах разломных и рифтовых долин. Однако это не единственные структуры, где они доступны изучению. Ультрамафиты и габбро были разбурены в пределах САХ вне зон трансформных разломов и на удалении от современных зон спрединга.

Скважины 556, 558 и 560 располагаются по западную сторону гребневой зоны САХ на глубинах 3455–3766 м; расстояние между крайними из скважин около 700 км (см. рис. 1.58). Для всех скважин характерно присутствие тектонитов. В скв. 558 и 560 ультрабазит-габбровые брекчии перекрывают серпентинитовый фундамент. В скв. 395, к западу от гребневой зоны, сходные по составу и строению брекчии переслаиваются с лавовыми потоками. Мы полагаем, что эти специфические брекчии имеют тектоническое происхождение и приурочены к поверхностям горизонтальных тектонических срывов (см. главу 4), а выявленные соотношения пород в скважинах явно свидетельствуют о воздействии на породы тектонических процессов и о тектонических перемещениях глубинных масс большого масштаба. Удаленность скважин от современной спрединговой оси предполагает относительно большую длительность и неодноактность процессов выведения глубинных пород в верхние горизонты коры, в интервале времени по крайней мере от 37 (скв. 556) до 0,5 млн лет (скв. 670) тому назад [Lagabriele, Cannat, 1990].

Особо следует остановиться на обнаруженных в Атлантике фрагментах серпентинитового меланжа. Эти хаотические комплексы широко распространены среди офиолитовых аллохтонов на суше. Они либо слагают самостоятельные покровные тела и протрузии, либо приурочены к плоскостям надвигов, разделяющих тектонические пластины. Аналогичная ситуация устанавливается и в северной приэкваториальной части САХ. Находки фрагментов серпентинитового меланжа нередки в пределах трансверсивных хребтов разломных зон, где устанавливается их чешуйчато-надвиговое строение (разломы Зеленого Мыса, Вима). Обнаружены эти образования и в бортах рифтовых долин, на участках, примыкающих к разломам (разломы Кейн, Зеленого Мыса и др.).

Южнее 7° с.ш., в районе разлома Сьерра-Леоне, нами закартировано крупное поле меланжа, слагающего днище рифтовой долины и ее борта в полосе,



**Рис. 1.58.** Карта станций с находками ультрабазитов и/или серпентинитов, по [Мазарович, 2000]



Рис. 1.59. Глубины драгирования ультрабазитов и/или серпентинитов, по [Мазарович, 2000]

шириной около нескольких десятков километров. Имеются основания предполагать, что так построен весь сегмент рифта между разломом Богданова ( $7^{\circ}10'$  с.ш.) и  $5^{\circ}$  с.ш. на протяжении около 300 км.

Таким образом, серпентинитовый меланж формируется как в обстановке растяжения непосредственно в рифтовой зоне, так и в условиях сжатия в пределах трансверсивных хребтов. Такое положение меняет устоявшееся мнение о формировании меланжей исключительно в условиях сжатия и должно учитываться в палеореконструкциях, особенно в тех случаях, когда речь идет о тектоническом расслаивании и скучивании литосферы на океанической стадии.

Многие исследователи [Mutter, Karson, 1992; и мн. др.] объясняют вывод глубинных образований на поверхность в осевой части САХ существованием под рифтовыми долинами пологих глубинных срывов (detachment faults), возникающих в процессе спрединга при растяжении коры в условиях дефицита бюджета магмы (амагматичное растяжение, “сухой” спрединг).

Стало быть, в данном случае речь может идти о широком распространении изначально “аномальной” коры в Центральной и Северной Атлантике и, в конечном счете, об ее тектонической расслоенности на самых ранних стадиях, реализовавшейся в обстановке растяжения в процессе спрединга. При этом происходит тектоническое расслаивание коры в направлении спрединга, перпендикулярно оси САХ.

Тектоническое расслаивание коры и верхов мантии в меридиональном направлении, параллельно оси САХ, реализовалась в обстановке сжатия в пределах трансверсивных хребтов также на ранних этапах эволюции океанической литосферы и по времени следует за первой фазой, накладываясь на уже сформированный спрединговый план. Разрыв по времени между этими двумя ранними фазами тектонического расслаивания верхней части литосферы, как это установлено в разломе Вима, соответствует периоду около 10 млн лет.

Есть основания говорить о том, что тектоническое расслаивание сопровождало и самую раннюю фазу зарождения Атлантического океана на стадии континентального рифтинга во время начальной стадии разделения Африки и Америки. Тектоническое расслаивание литосферы на этой стадии происходило в обстановке растяжения, сменившегося на сжатие уже на самых начальных этапах спрединга. Такой вывод следует из изучения строения зон перехода от континентальной к океанической коре в пределах пассивных окраин Атлантики.

Таким образом, тектоническая расслоенность океанической коры и верхов мантии приэкваториальной и Центральной Атлантики – явление широко распространенное. При этом тектоническая расслоенность имеет место как в пре-

делах Срединно-Атлантического хребта и его флангов, так и в смежных глубоководных котловинах и в структурах периферических районов Атлантики. Сочетание достоверно установленных крупноамплитудных вертикальных перемещений с тектонической горизонтальной расслоенностью позволяет говорить об очень ограниченном распространении “нормальной” океанической коры.

Процесс тектонического расслаивания литосферы имел место на протяжении практически всей истории раскрытия Центральной и Северной Атлантики и протекал по-разному в различных районах. Так, в западной части Северо-Американской котловины, где распространена океаническая кора среднеюрского возраста, движения по полого наклоненным на восток, в сторону САХ, надвигам не прекращались в течение длительного (не менее 70 млн лет) времени после ее формирования в осевой части срединно-океанического хребта. В большинстве же районов других глубоководных котловин деформации сжатия имели место на ранних стадиях образования океанической коры и после этого не возобновлялись.

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

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

Однако многообразие форм проявления тектонической расслоенности не исчерпывается сказанным. Так, в районе восточного сочленения рифта с разломом Романш описан процесс перескока рифта в восточном направлении [Перфильев и др., 1994]. Это явление можно объяснить проскальзыванием верхних оболочек литосферы на уровне кора–мантия относительно стабильной глубинной зоны магмовыведения [Трифонов, Перфильев, 1990].

Масштабность тектонической расслоенности в океанической коре и в верхах мантии – яркое проявление нелинейности процессов становления литосферы Атлантики в целом. Взаимодействие зон растяжения и сжатия в конечном итоге обусловило формирование чрезвычайно сложного поля напряжений в коре с различной ориентацией осей горизонтальных сжимающих и растягивающих напряжений. Реализовавшаяся в этом поле тектоническая расслоенность верхней части литосферы определила случайное и неупорядоченное расположение отдельных ее элементов. Крупноамплитудные вертикальные перемещения отдельных участков трансверсивных хребтов, наличие в их пределах неспрединговых блоков, в сочетании с тектонической расслоенностью, привело к созданию сложной чешуйчато-блоковой структуры океанической коры, сильно отличающейся от простых слоистых моделей коры с обилием пологонаклонных рефлекторов, нередко пересекающих весь коровый разрез от подошвы осадочного слоя до поверхности М (см. рис. 1.50, б).

## ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА

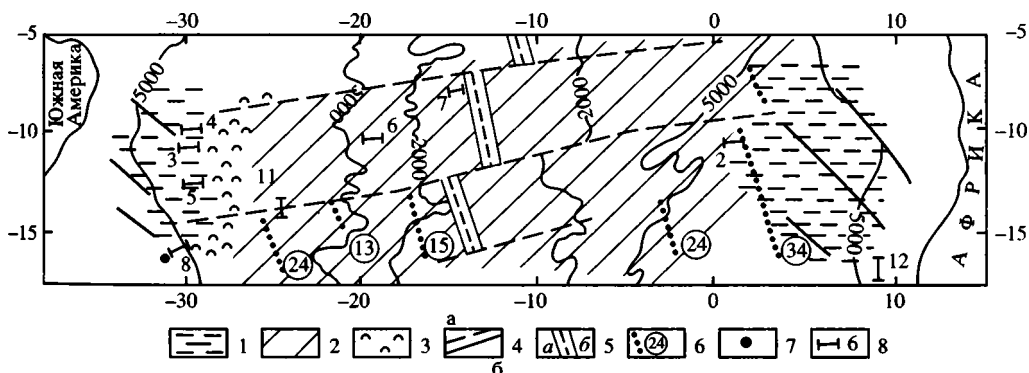
В данном разделе рассматривается структура океанической литосферы Южной Атлантики в полосе Анголо-Бразильского геотраверза (АБГТ) на основе анализа площадных сейсмических съемок, выполненных в 80-е годы экспедициями НПО “Южморгеология” и “Севморгеология” и Академией наук СССР. Обширный сейсмический материал позволяет достаточно подробно рассмотреть строение земной коры Бразильской и, в меньшей степени, Ангольской глубоководных котловин и западного фланга САХ с позиций тектонической расслоенности литосферы. Первые публикации такого рода известны, начиная с конца 80-х годов прошлого столетия [Разницин, Чинакаев, 1989]. Необходимо отметить большую роль в решении указанной задачи работ А.И. Пилипенко [Пилипенко, 1993, 1994, 1995]. Выводы о тектонической расслоенности литосферы в пределах АБГТ сформулированы в совместной работе автора и указанного исследователя [Разницин, Пилипенко, 1997].

### ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОТЛОВИНЫ

По морфотектоническим особенностям (структурному стилю дислоцированности и степени дифференциации) в Ангольской и Бразильской глубоководных котловинах выделяется два типа океанического фундамента – выровненный и характеризующийся достаточно сильной расчлененностью и наличием ярко выраженных асимметричных структурных форм (рис. 1.60).

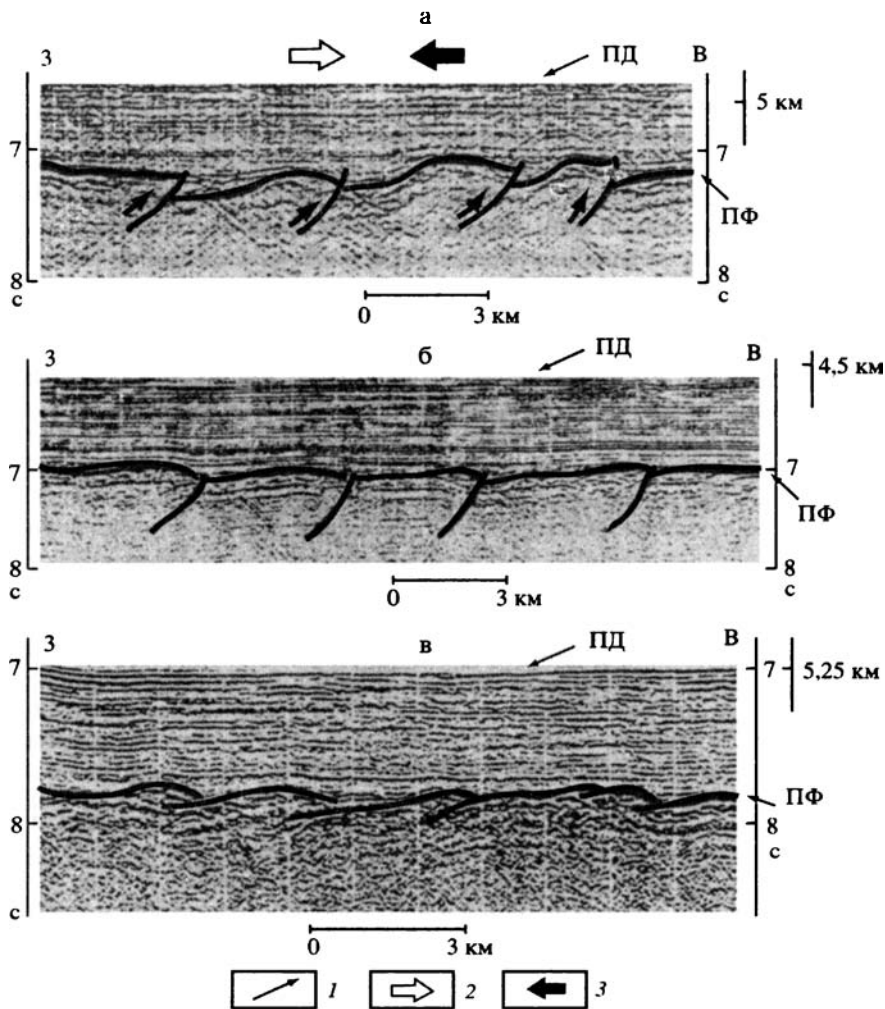
#### Ангольская котловина

Первый тип характеризуется развитием выровненного фундамента и слабой расчлененностью. На широтно ориентированных профилях МОГТ его поверхность обычно прослеживается в виде единой границы, при этом структурная дифференциация на мелкие блоки и неоднородности внутри коры наблюдается не всегда. Изучение тонкой структуры областей выровненного фундамен-



**Рис. 1.60.** Типы фундамента в пределах Анголо-Бразильского геотраверса и местоположение сейсмических профилей

1–3 – области развития: 1 – выровненного рельефа фундамента, 2 – расчлененного рельефа фундамента, 3 – неотектонических деформаций осадочного чехла; 4 – разломы: а – поперечные (трансформные), б – косые по отношению к оси рифта; 5 – рифтовые зоны; 6 – линейные магнитные аномалии и их номера; 7 – скв. 355; 8 – фрагменты сейсмических профилей и их номера. На эти номера имеются ссылки в тексте, по [Пилипенко, 1994]



**Рис. 1.61.** Фрагменты сейсмических профилей МОГТ (а–в), иллюстрирующих строение верхней части консолидированной коры в Ангольской котловине, по [Пилипенко, 1994]

1–3 – направления: 1 – доседиментационного смещения блоков коры вдоль разрывных нарушений, 2 – доседиментационного сжатия, 3 – омоложения возраста фундамента в сторону оси САХ. ПФ, ПД – поверхности фундамента и дна, соответственно

та по данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП) позволило обнаружить в ее верхах мелкомасштабные формы, обусловленные процессами тектонического сжатия. На рис. 1.61 приведены фрагменты временных разрезов МОГТ с типичной сейсмической записью, наблюдаемой на профилях в Ангольской котловине [Пилипенко, 1994]. Выделяются участки с отчетливо выраженным блоковым и чешуйчатым строением. Линейные размеры блоков и чешуй, которые разделены взбросами и надвигами, наклоненными в западном направлении, в сторону оси Срединно-Атлантического хребта, составляют 2–5 км.

Внутрикоровые отражающие горизонты в пределах зоны распространения выровненного фундамента установлены в верхней и нижней частях океанической коры в южной части Ангольской котловины, уже за пределами АБГТ, в 550 км к западу от ангольского побережья, между 18° и 19° ю.ш. [Musgrove,



Рис. 1.62. Фрагмент временного разреза по профилю МОВ ОГТ АМ-26-С в Ангольской котловине, по [Musgrove, Austin, 1985]

Deep reflector – полого наклоненный на запад, в сторону оси САХ, отражающий горизонт (надвиг – Ю.Р.) внутри второго слоя океанической коры

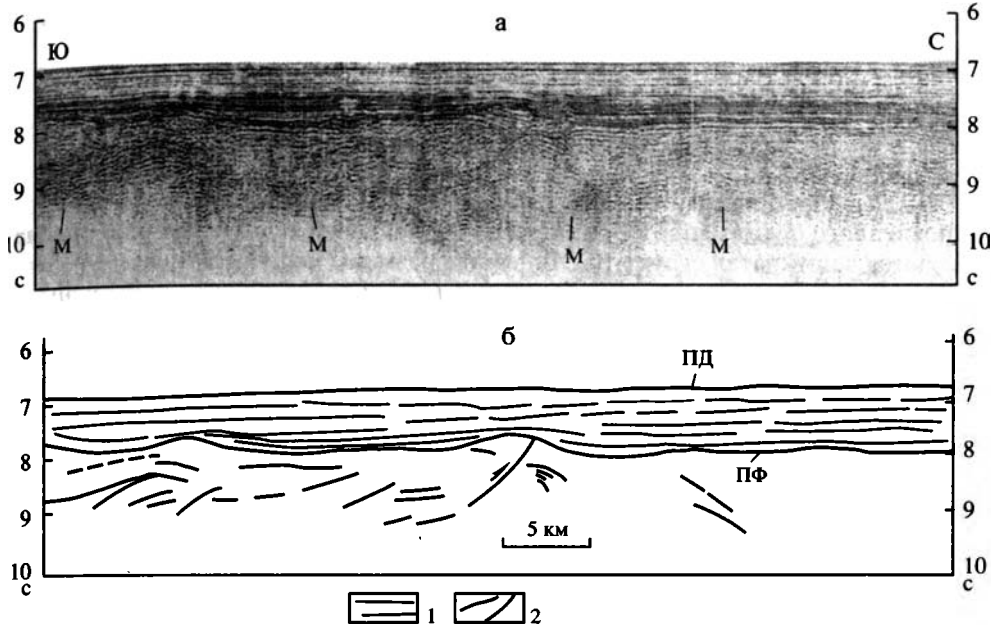
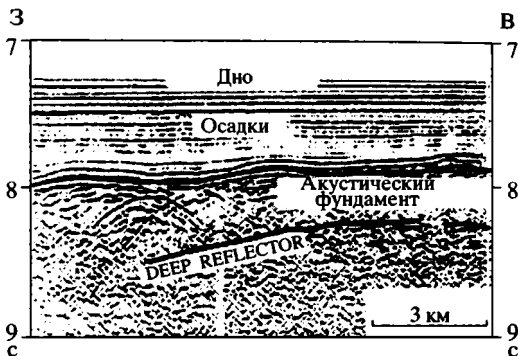


Рис. 1.63. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ в Ангольской котловине (а) и его интерпретация (б), по [Разницын, Пилипенко, 1997]

1 – отражающие горизонты в осадочном чехле, подчеркивающие его общую горизонтально-слоистую структуру; 2 – пологие отражающие горизонты, интерпретируемые в качестве доседиментационных надвигов внутри консолидированной коры; М на временном разрезе соответствует отражениям от поверхности Мохоровичича; ПД и ПФ – поверхности дна и фундамента, соответственно

Austin, 1985]. Здесь на временных разрезах внутри второго слоя в 500–900 м ниже подошвы осадков выделяется отражающий горизонт длиной 10 км, полого наклоненный на запад (рис. 1.62). Внутри третьего слоя на глубинах порядка 4 км от поверхности дна отчетливо дешифрируется протяженный (до 50 км) субгоризонтальный отражающий горизонт. Авторы профиля, указывая на загадочность появления таких внутрикоровых горизонтов, ограничиваются лишь констатацией их принадлежности к коровому разрезу и условно считают более верхний из них границей раздела базальтов и дайкового комплекса. С позиций тектонической расслоенности эти горизонты вполне можно рассматривать в качестве надвигов [Пуцаровский, Разницын, Соколов, 1991].

На приведенных выше широко ориентированных профилях тектоническое

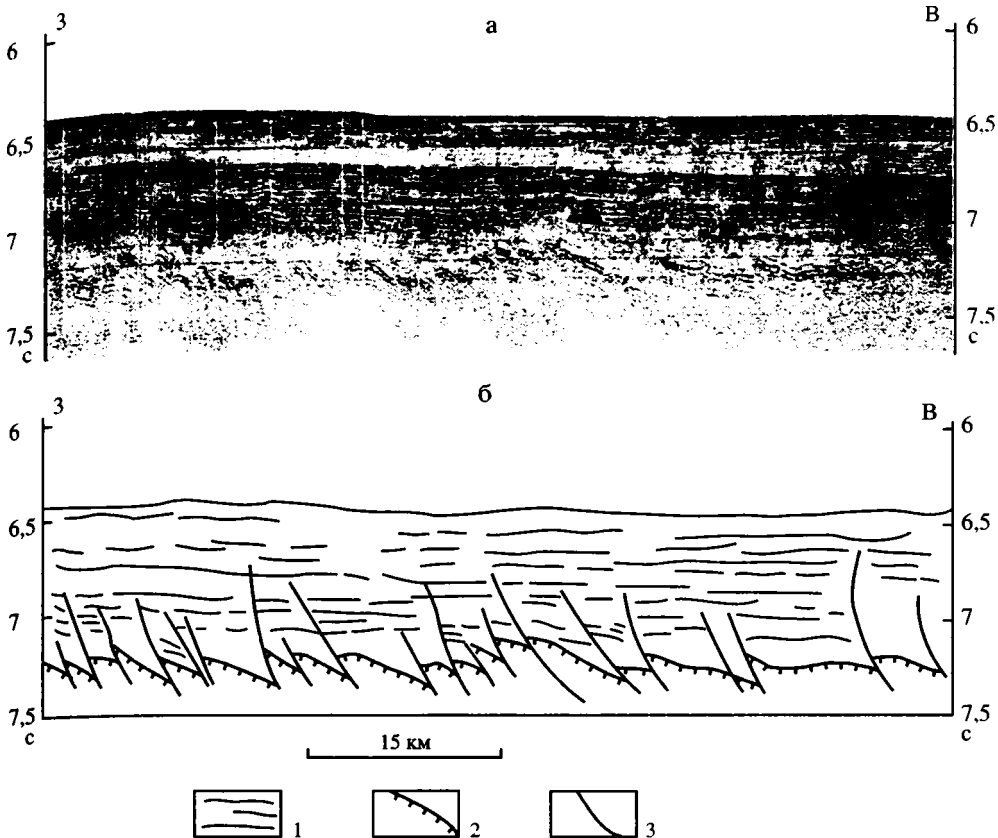
расслоение океанической коры фиксируется в направлении спрединга. Аналогичная картина устанавливается и в направлении, параллельном оси САХ. На фрагменте меридионального профиля МОГТ в юго-западной части Ангольской котловины, в области выровненного рельефа фундамента, по особенностям морфологии поверхности фундамента, инфраструктуры коры и степени ее тектонической расслоенности выделяются два различных участка (рис. 1.63). Граница между ними проходит по зоне крупного надвига, полого наклоненного на юг. К северу от этой зоны поверхность фундамента характеризуется спокойным залеганием. Резкое ослабление сейсмической записи в подошве коры отмечается на временах 9,6–10 с. Надвинутая литопластина (центральная часть профиля) испытала интенсивное коробление еще до накопления осадочной толщи. Внутри нее отчетливо обособляются наклоненные к югу отражения, интерпретируемые в качестве надвигов, расслаивающих кору на серию тектонических пластин более низкого порядка. В южной части профиля фиксируется еще одна зона тектонического скупивания, имеющая аналогичное строение.

### **Бразильская котловина**

На рис. 1.64 приведен фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий строение выровненного фундамента в Бразильской котловине. На нем отчетливо просматривается чешуйчатая структура. Линейные размеры чешуй составляют 2–5 км. Они разделены взбросами, которые на временном разрезе круто наклонены на восток, в сторону оси САХ. Однако, если учесть обычное для данного метода сейсмораспределения превышение горизонтального масштаба над вертикальным приблизительно в 25 раз, то наклон этих “взбросов” окажется очень пологим, соответствующим надвигам. Вообще, при интерпретации профилей НСП последнему обстоятельству часто не придается значения и исследователи нередко находятся “под гипнозом” визуальной картины. На самом же деле, наклон любых дешифрируемых на профилях НСП разломов, кроме действительно вертикальных, составляет не более первых или первых десятков градусов.

К первому типу, характеризующемуся слабой расчлененностью поверхности фундамента и выровненным рельефом дна, отнесены также участки в западной части Бразильской котловины, но картина здесь существенно иная. На фрагменте разреза МОГТ показан характер сейсмической записи в зоне надвига на стыке двух крупных литопластин (рис. 1.65). Разница в гипсометрии поверхности фундамента во фронтальной части надвига достигает 1 км. Поверхность фундамента верхней пластины во фронтальной части надвига нарушена многочисленными разрывами, сопровождаемыми цугом дифрагированных волн. Поднадвиговая пластина с глубиной испытывает резкий излом. Судя по сейсмической записи, наиболее вероятной представляется ее чешуйчато-блоковая структура. Сама же поверхность надвига наклонена на запад и, очевидно, проникает в верхнюю часть мантии.

Чешуйчато-надвиговая структура океанической коры и верхов мантии устанавливается и в центральной, наиболее глубоководной, части Бразильской котловины. Интерпретация профилей НСП совместно с данными ГСЗ и результатами драгировок привели В.Г. Казьмина с соавторами [Казьмин и др., 1986] к выводам о сложном строении коры котловины: фундамент ее сложен полого наклоненными на восток слоистыми блоками, разделенными листрическими сбросами. Проскальзывание блоков по пологим поверхностям сбросов при их вращении обусловило выходы на поверхность дна котловины глубинных пород. Выплаживание этих сбросов происходило по поверхности М, являющейся суб-



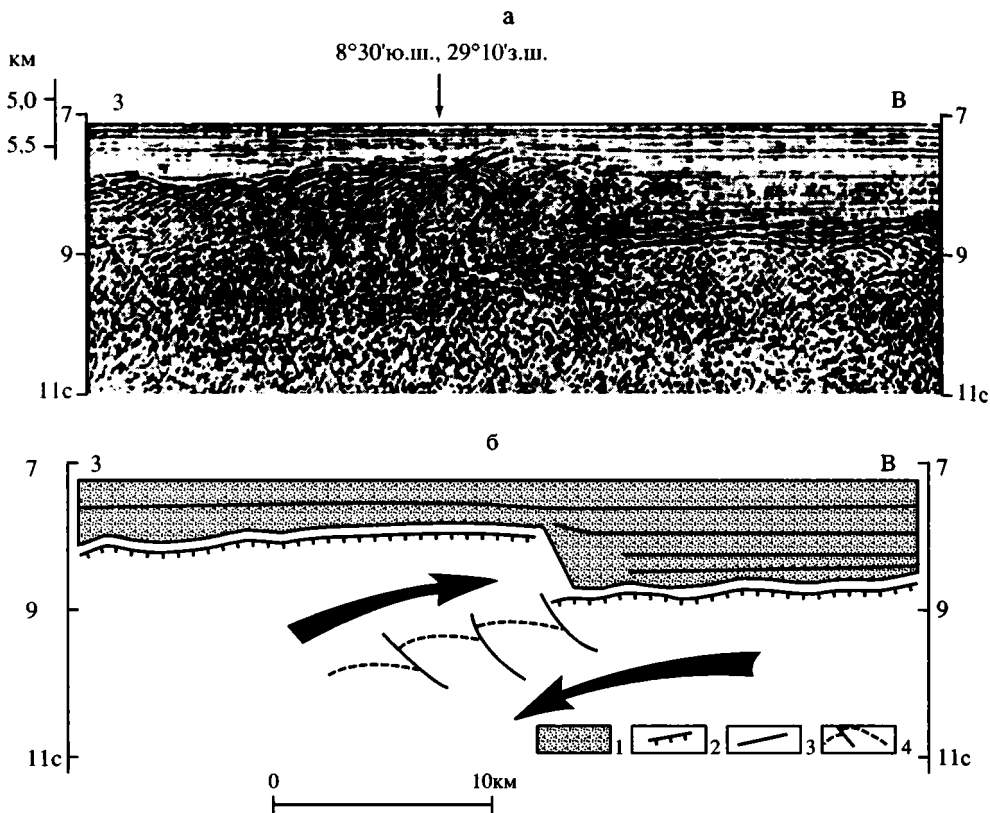
**Рис. 1.64.** Фрагмент профиля НСП (а) и его интерпретация (б), иллюстрирующие характер строения участка с выровненным фундаментом в Бразильской котловине, по [Разницын, Пилипенко, 1997]

1 – отдельные отражающие горизонты в осадочной толще, подчеркивающие ее общую структуру; 2 – поверхность акустического фундамента; 3 – взбросо-надвиги и надвиги, рассекающие фундамент на серию чешуи и блоков и проникающие в осадочный чехол

горизонтальной поверхностью срыва. Такая модель объясняла появление серпентинитов и габбро на склонах абиссальных холмов в самой глубокой части котловины и ее аномальную сейсмическую структуру с локальным отсутствием верхней части 3-го геофизического слоя.

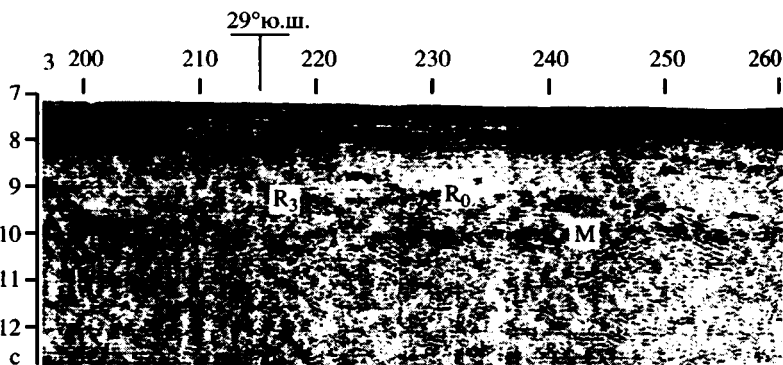
Результаты многоканального сейсмического профилирования в этом районе в целом подтвердили эти выводы и позволили предложить несколько иную модель глубинного строения [Разницын, Чинакаев, 1989].

На профиле МОГТ, проходящем в широтном направлении по 12° ю.ш. (рис. 1.66), в разрезе консолидированной коры котловины, в интервале 0,4–0,5 с ниже акустического фундамента (отражающий горизонт В), на временах 8,2–8,5 с выделяется отражающий горизонт (ОГ) R<sub>1</sub>. Интервальные значения скоростей в слое между акустическим фундаментом и этим горизонтом изменяются в пределах 4,7–5,1 км/с. В интервале 0,7–1,0 с ниже акустического фундамента на временах 8,2–9,0 с следует ОГ R<sub>2</sub>. Интервальные значения скоростей между ОГ R<sub>1</sub> и R<sub>2</sub> составляют 5,6–6,0 км/с. В 1,4 с под фундаментом на временах 9,1–9,3 с следует горизонт R<sub>3</sub>. Интервальные значения скоростей про-



**Рис. 1.65.** Фрагмент сейсмического профиля МОГТ (а) и его интерпретация (б), иллюстрирующие доседиментационный надвиг в консолидированной коре в западной части Бразильской котловины, по [Разницин, Пилипенко, 1997]

1 – осадочный чехол; 2 – поверхность океанического фундамента; 3 – наиболее выразительные горизонты в осадочном чехле; 4 – вероятная интерпретация чешуйчато-блокового строения поднадвигового крыла



**Рис. 1.66.** Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ, характеризующего строение верхней части литосферы Бразильской котловины, по [Разницин, Чинакаев, 1989]

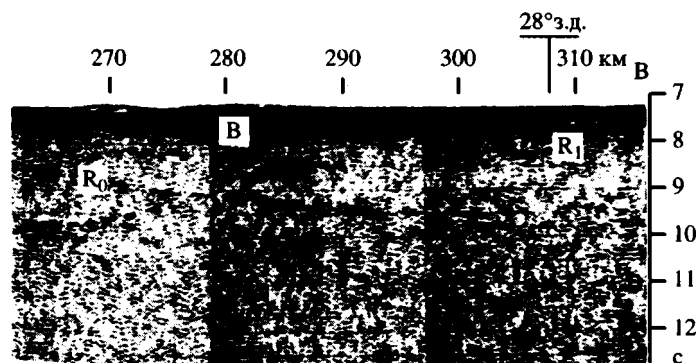
дольных сейсмических волн между ОГ  $R_2$  и  $R_3$  меняются в пределах 6,3–6,7 км/с. Ниже по разрезу, на временах 9,7 с, в виде протяженных отражающих площадок прослеживается поверхность ОГ М.

Сопоставление выделяющихся в волновом поле отражающих горизонтов с данными ГСЗ показало их хорошую сходимость с преломляющими границами и позволило сделать выводы о том, что ОГ М отвечает границе Мохоровичича, ОГ  $R_2$  – подошве 2-го геофизического слоя, ОГ  $R_3$  – границе в 3-м слое. Последняя, вероятно, отвечает известному “горизонту R”, прослеженному в низах корового разреза в Северной Атлантике. Мощность 2-го слоя в среднем составляет 2–3 км, 3-го – 3–4 км. Граница М следится на глубинах 10–11 км от уровня моря.

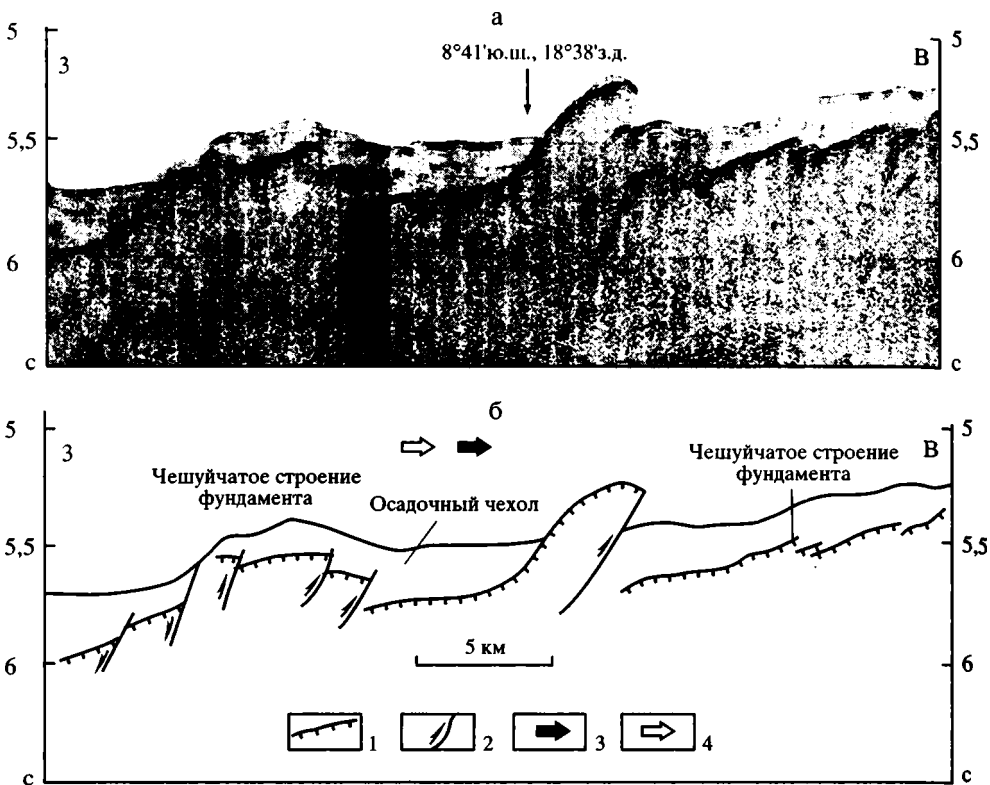
Между  $29^\circ$  и  $28^\circ$  з.д. в разрезе коры отчетливо выделяются наклоненные на восток отражающие горизонты  $R_0$ , секущие земную кору на всю ее мощность, от кровли 2-го слоя до поверхности М. Протяженность этих горизонтов достигает 80 км.

Вполне закономерно выглядит предположение о том, что эти горизонты представляют собой пологие тектонические нарушения (надвиги). Именно по ним оказались выведенными в самые верхние уровни коры Бразильской котловины ультрамафиты и габбро. Большая протяженность этих нарушений и угол наклона, не превышающий первых градусов, исключают их трактовку в качестве листрических сбросов, сформировавшихся первоначально в бортах рифтовой долины и выположенных в результате вращения блоков коры в процессе спрединга.

Таким образом, результаты сейсмопрофилирования МОВ ОГТ в комплексе с известными данными о структуре верхней части коры Бразильской котловины и вещественном составе слагающих ее пород позволяют говорить о чешуйчато-надвиговом строении тектонически расслоенной коры этого региона. Элементы такой расслоенности, вероятно, имеют место и в верхней мантии: в западной части Бразильской котловины ниже границы Мохоровичича на временных разрезах МОВ ОГТ в интервале 10,0–10,5 с выделяются отражающие горизонты  $M_1$  и  $M_2$  [Разницын, Чинакаев, 1989]. Судя по наклону надвигов в восточном направлении, движение масс при становлении чешуйчато-надвиговой структуры происходило с востока на запад. Осадки первого слоя не затронуты этими деформациями, что свидетельствует о доседиментационном характере последних.



$B$  – отражающий горизонт, соответствующий подошве 1-го слоя;  $R_1$ ,  $R_3$  – отражающие горизонты в верхней и нижней частях коры;  $M$  – поверхность Мохоровичича;  $R_0$  – наклоненные на восток отражающие горизонты, секущие коровый разрез от подошвы 1-го слоя до поверхности М

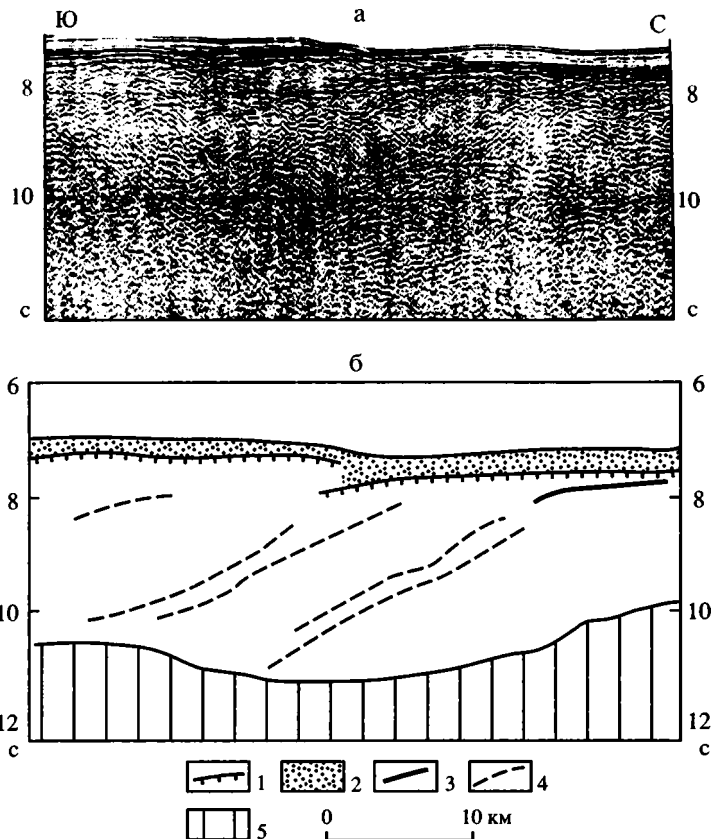


**Рис. 1.67.** Фрагмент профиля НСП (а) и его интерпретация (б), иллюстрирующие структуры сжатия в восточной периферийной части Бразильской котловины, по [Пилипенко, 1993]

1 – поверхность акустического фундамента; 2 – постседиментационные взбросо-надвиги и сбросы (стрелками показано направление смещения по разломам); 3 – направление сжатия, 4 – направление омоложения фундамента

Структуры тектонического сжатия с движением масс в восточном направлении, т.е. в сторону оси САХ, картируются на восточной периферии Бразильской котловины, в зоне перехода к структурам хребта. Сейсмические профили обнаруживают здесь обширные зоны тектонического дробления и интенсивной деформированности океанической коры (рис. 1.67). Расстояния между отдельными литопластинами и блоками изменяются от 1 до 10 км; углы наклона разрывных нарушений варьируют в пределах  $10-45^\circ$ . Амплитуда смещения достигает нескольких сот метров. Разрывные нарушения, разделяющие блоки и литопластины, сохраняют устойчивую тенденцию погружения в западном направлении, в отличие от рассмотренных выше структур, развитых в пределах областей с выровненным фундаментом, где надвиги наклонены на восток.

Рассмотренные выше примеры сейсмических профилей дают представление о деформациях сжатия в широтном направлении. Однако в Бразильской котловине, как и в других рассмотренных выше регионах Атлантики, тектоническое расслаивание имело место и в направлении, параллельном оси САХ. В качестве иллюстрации сказанному на рис. 1.68 приведен фрагмент меридионального профиля МОГТ в районе трансформного разлома Бодэ Верде. В центральной части профиля в рельефе дна выделяется тектоническая ступень с амплитудой около 200 м.

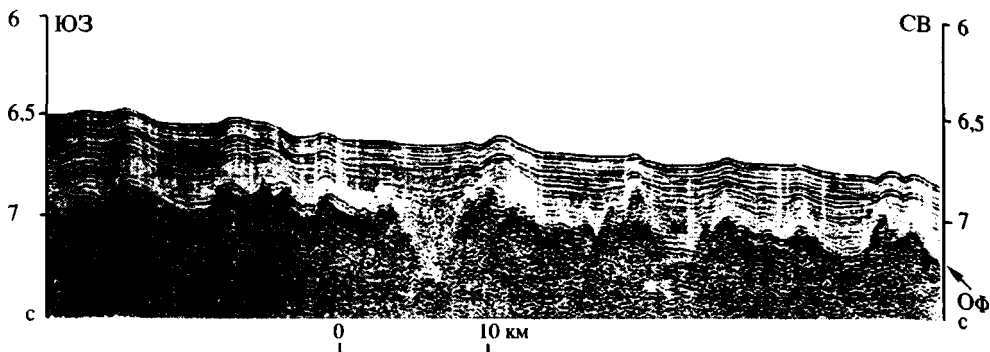


**Рис. 1.68.** Фрагмент сейсмического профиля МОГТ (а) и его интерпретация (б) в районе разломной зоны Боде Верде в Бразильской котловине по [Разницин, Пилипенко, 1997]

1 – океанический фундамент; 2 – осадочный чехол; 3, 4 – наиболее выразительные наклонные отражения, интерпретируемые в качестве надвигов; 5 – верхняя мантия

Целый ряд признаков указывает на то, что ступень формировалась в условиях тангенциального сжатия с движением масс в северном направлении. На временном разрезе прослеживается целая серия наклонных отражений, интерпретируемых в качестве надвигов, полого наклоненных на юг и пересекающих кору от верхней части фундамента до поверхности М. Граница раздела кора–мантия намечается по резкому затуханию полезного сейсмического сигнала в интервале 10–11 с. Временная мощность твердой коры изменяется от 2,6 до 3,5 с (приблизительно 8–11 км при среднеинтервальной скорости продольных сейсмических волн 6,4 км/с). Максимальная мощность коры наблюдается в зоне тектонической ступени, что обусловлено скупиванием коромантийного материала под влиянием сил горизонтального сжатия, ориентированного в меридиональном направлении.

В области абиссального холмогорья и смежных участков абиссальной равнины Бразильской котловины на сейсмических профилях фиксируются неотектонические деформации в осадочном слое, перекрывающем фундамент поздне-мелового возраста (рис. 1.69). Профиль ориентирован под косым углом по отношению к оси САХ; его юго-западное окончание располагается приблизительно в 30 км от скв. 355.



**Рис. 1.69.** Фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий неотектонические деформации в осадочном чехле Бразильской котловины, перекрывающем позднемеловой фундамент  
ОФ – океанический фундамент, по [Панаев, Митулов, 1993]

Отражающие горизонты внутри стратифицированной толщи осадков, включая и самую верхнюю часть разреза, смяты в полном соответствии с неровностями и выступами фундамента. Таким же образом деформирована и поверхность дна. Обращает на себя внимание, что осадки над выступами фундамента смяты в асимметричные складки с более крутыми юго-западными и более пологими северо-восточными крыльями (особенно отчетливо это проявлено в юго-западной части фрагмента профиля). Не исключено, что и сам фундамент здесь сложен пакетом литопластин, наклоненных на северо-восток, в сторону САХ. Две глубокие депрессии клиновидной формы в центральной части профиля, вероятно, являются структурным выражением протягивающихся в эту часть котловины поперечных (трансформных) разломов.

Примечательной особенностью сейсмоволновой картины на временном разрезе, приведенном на рис. 1.69, является наличие в низах осадочного разреза специфических сейсмических аномалий, выраженных в осветлении записи вплоть до полного исчезновения осей синфазности над выступами акустического фундамента. Такие аномалии и деформации осадочной толщи объясняются молодыми вулканическими внедрениями [Панаев, Митулов, 1993], т.е. признаются большая роль и масштабность современного внутриплитного вулканизма в данном районе.

Подобная интерпретация представляется достаточно иллюзорной из-за отсутствия каких-либо реальных доказательств. Аргументация против подобной интерпретации основывается прежде всего на нормальных значениях теплового потока и небольшом разбросе данных, характерных для глубоководных котловин Атлантики вообще, а для Бразильской котловины в частности [Международный геолого-геофизический атлас..., 1989–1990]. По другим данным, почти все из 52 измерений теплового потока в котловине оказались даже ниже рассчитанных теоретически [Смирнов, Попова, 1988]. Совершенно очевидно, что региональное проявление современного вулканизма в Бразильской котловине должно было бы сказаться на высоких значениях теплового потока, чего, как видно, не наблюдается.

В то же время на характер сейсмической записи и динамику отражений существенное влияние оказывают прежде всего перепады акустической жесткости, структурно-текстурные особенности отложений, их проницаемость, пористость и современное напряженное состояние [Антипов и др., 1992]. Последнее



обстоятельство представляется нам наиболее существенным для появления в низах осадочного разреза рассматриваемого района акустически прозрачного горизонта.

Таким образом, Бразильская котловина являет собой хороший пример тектонической расслоенности верхней части океанической литосферы, реализовавшейся в условиях сжатия в течение длительного промежутка времени, не менее 80 млн лет. Именно поэтому области тектонического сжатия и торошения океанической коры занимают не менее 70% ее площади.

## СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Разрывные деформации, возникшие в условиях сжатия в океанах, впервые были идентифицированы в гребневой части САХ именно в Южной Атлантике [Пушаровский и др., 1985]. В 7-м рейсе НИС "Профессор Штокман" был отработан широтный профиль ГСП-МОВ длиной 293 км (рис. 1.70). При этом внутри третьего геофизического слоя были установлены протяженные пологие отражающие горизонты, наклоненные в восточном направлении.

Основная часть сейсмического разреза сложена толщей, скорости в которой отличаются большой дисперсией значений, варьирующих от 4,7 до 7,5 км/с. По мнению авторов профиля, такие значения скоростей соответствуют габброидам, мощность которых составляет 3–3,5 км на востоке профиля, 4–6 км – в центральной части и 4 км – на западе. Глубина освещения разреза составляет не менее 12 км от поверхности океана. Наклонные горизонты прослежены в центральной и западной частях профиля – под рифтовой долиной и по обе стороны от нее, на расстояние ~90 км. Падая на восток, рефлекторы в нижней части разреза становятся почти горизонтальными. Они секут инфраструктуру третьего слоя, т.е. имеют тектоническую природу.

Интерпретируемая сейсмическая картина профиля характеризует разрез океанической коры, верхняя часть которого, по мнению А.С. Перфильева [Трифонов, Перфильев, 1990], сложена лавами. Ниже лав выделяется сейсмически прозрачный слой, отвечающий дайковому комплексу. Еще ниже располагается слой со слабыми и непротяженными отражающими площадками, соответствующий габброидам третьего слоя. Во втором слое фиксируется система крутых разломов и блоковых структур, отвечающих картине симметричного спрединга и общего растяжения этой части коры. Сбросы по обеим сторонам рифтовой долины круто наклонены в сторону ее оси.

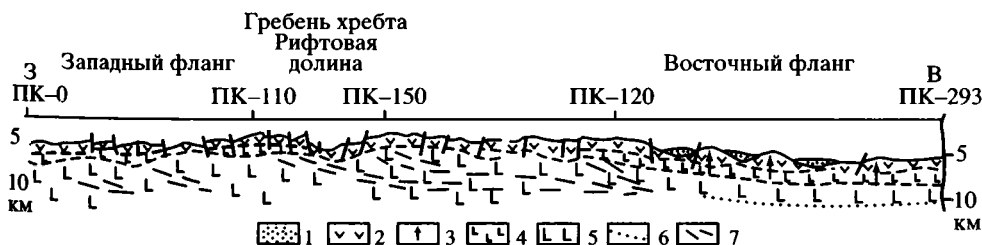


Рис. 1.70. Профиль через Срединно-Атлантический хребет по 20° ю.ш. (соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 2), по [Пушаровский и др., 1985]

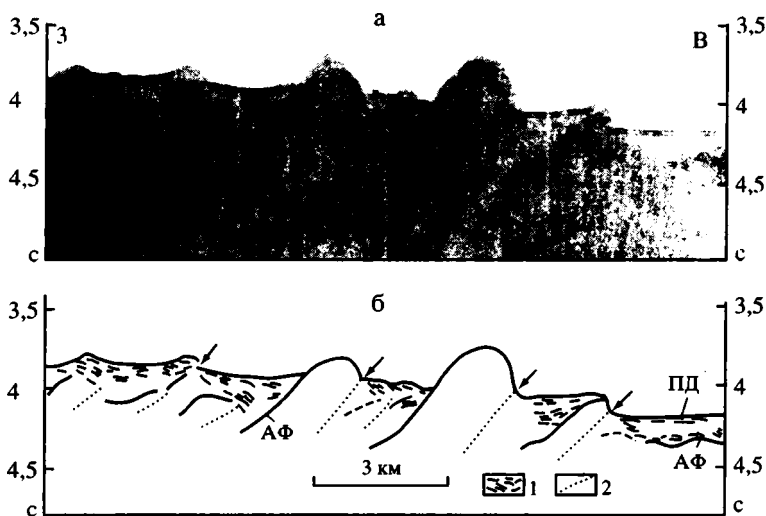
1 – слоистые осадки; 2 – лавы (2-й слой); 3 – вулканические постройки; 4 – сейсмически прозрачная толща (дайки, габбро); 5 – третья толща (полосчатое габбро, 3-й слой); 6 – возможная граница М; 7 – наклонные отражающие площадки

Иная картина наблюдается в третьем слое. Здесь прослеживаются пакеты интенсивных и протяженных рефлекторов, полого наклоненных в восточном направлении и секущих инфраструктуру третьего слоя. Такие зоны деформаций надвигового характера не выходят за пределы третьего слоя и не соответствуют структуре вышележащего второго слоя. Т.е. в данном случае мы имеем наглядный пример отчетливой структурной дисгармонии, определяющей тектоническую расслоенность океанической коры (там же). Второй слой характеризуется раздвижением в обе стороны от оси спрединга, а подстилающая литопластина – резко асимметричными пологими зонами тектонических нарушений. Структуры этой литопластины могли возникнуть как в процессе одностороннего тектонического сжатия под срединным хребтом, так и в процессе “расплющивания” третьего слоя и его утонения с образованием наклоненных в одну сторону систем надвигов.

### ЗАПАДНЫЙ ФЛАНГ САХ

Уже за пределами Бразильской котловины, на западном фланге САХ, на многих участках профилей НСП также отмечается наличие зон тектонического дробления коры [Пилипенко, 1995]. Расшифровке таких зон способствовали данные полевых наблюдений с высокой горизонтальной разрешаемостью записи. На рис. 1.71 приведен фрагмент подобной записи на расстоянии 80 км от оси рифта. На профиле дешифрируется взбросо-надвиговая структура, образованная блоками и литопластинами, наклоненными в западном направлении. Сейсмоволновая картина свидетельствует о надвиговой природе разрывных нарушений, наклоненных, как и на периферии Бразильской котловины, на запад. Средние размеры блоков и литопластин составляют 2–2,5 км.

Следует отметить, что ранее уже обращалось внимание на существование в основании флангов САХ в пределах АБГТ так называемых зон краевых дисло-



**Рис. 1.71.** Фрагмент профиля НСП (а) и его интерпретация (б), иллюстрирующие строение фундамента на западном фланге САХ, по [Пилипенко, 1995]

1 – деформированный осадочный чехол; 2 – постседиментационные надвиги. Стрелками показаны границы раздела относительно крупных блоков. ПД и АФ – поверхность дна и акустический фундамент

каций [Одинокоев и др., 1990]. При этом отмечалось, что эти зоны выражены в специфическом облике рельефа дна и морфоструктуры фундамента, в дислокациях осадочного чехла, в характерном облике магнитного поля, в пониженных значениях теплового потока. Ширина этих зон определялась в 250–300 км, а их формирование связывалось с высокой степенью тектонической расслоенности коры в обстановке интенсивного сжатия.

## **ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН–КОНТИНЕНТ**

Так же как в Центральной и Северной Атлантике, тектоническое расслаивание литосферы в пределах АБГТ имеет место не только в пределах САХ и смежных глубоководных котловин, но и в зонах перехода океан–континент, распространяясь от кровли океанического фундамента до мантийных глубин порядка 50 км.

Отличительной чертой глубинного разреза непосредственно в зоне перехода от Африканского континента к океану, является наличие отражающих горизонтов, падающих под континент и приуроченных к зоне глубинного разлома [Глубинное сейсмическое зондирование..., 1996]. Авторы исследования указывают при этом, что выделенная разломная зона сходна с зоной Беньоффа в активных континентальных окраинах, с той лишь разницей, что в настоящее время она асейсмична.

В пределах АБГТ в районах границ океан–континент к блокам так называемого краевого холмогорья со стороны Южной Америки и Африки примыкают блоки с “континентальным” типом аномального магнитного поля. Пограничные структурные швы, выделенные по магнитным данным, отчетливо выражены на разрезах МОГТ в виде интенсивных, полого наклоненных рефлекторов, пересекающих кору от подошвы осадочного слоя до поверхности М [Погребичкий и др., 1990]. При этом на Ангольском шве наблюдается надвигание океанической литосферы в сторону континента, а на Бразильском – листрическое оползание. По мнению Л.В. Подгорных и М.Д. Хуторского [Подгорных, Хуторской, 1997], именно надвигание океанической литосферы на палеоконтинентальный склон обусловило асимметрию распределения значений теплового потока западной и восточной частей Анголо-Бразильского геотравеса: Бразильская котловина и западный склон САХ характеризуются существенно более высокими значениями теплового потока по сравнению с Ангольской котловиной и восточным склоном хребта. В результате отмеченного надвигания произошло “экранирование” глубинного теплового потока и энергия начала распространяться от более нагретой подошвы литосферы в сторону более холодной кровли, т.е. внутрь Земли.

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛАИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ**

Таким образом, в широкой, около 1000 км, полосе Южной Атлантики в пределах Ангольской и Бразильской котловин и отчасти на флангах САХ океанический фундамент по особенностям рельефа подразделяется на два типа – выровненный и в различной степени расчлененный. В областях развития обоих типов ярко проявлены деформации сжатия.

Для областей с выровненным фундаментом характерно относительно спокойное субгоризонтальное залегание перекрывающих осадков. Взбросы и надвиги, дешифрируемые на сейсмических профилях, в обеих котловинах наклонены

в сторону оси САХ, навстречу друг другу. На основании этого можно сделать вывод о том, что деформации имели место до накопления осадков, на ранней стадии раскрытия Южной Атлантики, а, стало быть, и на небольшом расстоянии от оси спрединга.

Однако в Бразильской котловине фиксируется реактивизация движений чешуй и блоков коры: надвиги из консолидированной коры проникают в перекрывающие осадки вплоть до половины их мощности (см. рис. 1.64). Ориентируясь на результаты глубоководного бурения (скв.335), можно полагать, что смещения по надвигам не прекращались в течение длительного времени (не менее 35–40 млн лет) после их формирования в осевой части САХ. Скважина 335, пробуренная в юго-западной части Бразильской котловины, вскрыла 450-метровую толщу осадков, лежащих на базальтах 2-го слоя. Абсолютный возраст базальтов составляет  $78 \pm 9$  млн лет [Initial Report..., 1969–1986]. Нижняя часть осадков датируется кампаном – ранним маастрихтом.

Несмотря на то что разломы, ограничивающие блоки и чешуи, представляют собой, по нашему мнению, взбросы и надвиги, а не “листрику”, как предусматривается при классическом спрединге, происхождение первых, тем не менее, возможно связать с наращиванием коры в осевой зоне САХ. В литературе уже давно дискутируется вопрос о природе тектонических смещений, широко развитых в периферийных участках рифтовых зон. Согласно одной из альтернативных моделей К. Харрисона [Harrison, 1974], тектонические ступени на внутренних склонах рифтовых долин представляют собой результат взбросовых движений в процессе подъема блоков коры от днища долины к рифтовым грядам. Другими словами, обстановка растяжения в экструзивной зоне срединно-океанического хребта сменяется обстановкой сжатия на расстоянии всего нескольких километров от оси спрединга.

Таким образом, обстановка сжатия, благоприятная для формирования взбросов в непосредственной близости от оси рифта, вполне реальна. Тем более, что она подтверждается сейсмологическими данными: в литосфере моложе 35 млн лет большинство землетрясений имеют механизмы надвигов и сдвигов [Wiens, Stein, 1984]. Последующее выполаживание крутых взбросов и превращение их в надвиги могло иметь место в результате вращения блоков коры при их удалении (отодвигании) от оси САХ в процессе спрединга, в соответствии с механизмом выполаживания предполагаемых листрических сбросов в той же Бразильской котловине, предложенным В.Г. Казьминым [Казьмин и др., 1986].

Как уже отмечалось, многие исследователи [Mutter, Karson, 1992; и др.] связывают вывод глубинных образований к поверхности дна в осевой части медленно-спрединговых хребтов с существованием под отдельными сегментами рифтовых зон пологих глубинных срывов (detachment fault), возникающих в процессе спрединга при дефиците бюджета магмы (“сухой спрединг”). Такой процесс тектонической деформации сопровождается разделением молодой океанической коры на наклонные блоки не только в латеральном, но и в продольном по отношению к оси срединно-океанического хребта направлении.

В различных сегментах САХ в рассматриваемой полосе Южной Атлантики спрединг мог начать развиваться по одному из приведенных выше сценариев, для которых общим является существенное преобладание тектонических деформаций над магматизмом. В частности, появление глубинных пород практически в центральной части глубоководной Бразильской котловины легко можно объяснить по второму сценарию.

Имеющиеся материалы позволяют говорить о многоэтапности структурных перестроек первоначально сложившегося спредингового плана.

На первом этапе обстановка растяжения, сопровождавшая формирование глубинных срывов под рифтовой зоной, по мере удаления от оси хребта сменилась на сжатие и по плоскостям этих срывов стали преобладать надвиговые перемещения с движением масс в стороны от оси спрединга. Этот этап запечатлен на фрагментах сейсмических профилей МОГТ в Ангольской и Бразильской котловинах: надвиги и взбросы в обоих случаях имеют наклон в сторону оси САХ (см. рис. 1.61 и 1.64).

Следующий, второй, этап перестройки, по-видимому, начался вскоре после первого также в пределах хребта и выразился в образовании своеобразных зон типа надвиг–поддвиг (см. рис. 1.65) и протяженных пологих надвигов (см. рис. 1.66), представленных в западной части Бразильской котловины. Поскольку движение масс по этим нарушениям направлено на встречу друг другу, то можно думать, что они также реализовались в условиях тангенциального сжатия в широтном направлении.

Третий этап постспрединговых деформаций, кардинально изменивших первоначальный спрединговый структурный план в Бразильской котловине, реализовался в структурах тектонического сжатия с движением масс в восточном направлении, уже в сторону осевой части САХ. Сходный структурный рисунок деформаций фундамента на восточной периферии Бразильской котловины (см. рис. 1.67) и в непосредственной близости от современной рифтовой зоны (см. рис. 1.71) является указанием на их относительную молодость.

Четвертый этап структурной перестройки спредингового плана отчетливо выражен в неотектонических деформациях, реализовавшихся в складчатости осадков, в том числе и современных, и, вероятно, в тектонической расчлененности фундамента с движением масс снова к западу, в сторону от оси САХ (см. рис. 1.69). Эти деформации указывают на современную обстановку сжатия в южной части Бразильской котловины. Такой вывод находится в полном соответствии с результатами сейсмологических исследований: в литосфере древнее 35 млн лет процессы надвигообразования имеют место в пределах всего диапазона сейсмически активных глубин, т.е. до глубин порядка 45 км [Wiens, Stein, 1984]. Более того, все крупные землетрясения в литосфере древнее 35 млн лет характеризуются исключительно надвиговыми или сдвиговыми механизмами очагов (там же). Естественно, все это указывает на доминирующее современное горизонтальное сжатие во внутриплитном поле напряжений.

Площадь распространения неотектонических складчатых деформаций в Бразильской котловине остается до сих пор невыясненной, однако можно констатировать, что они тяготеют к зоне перехода от выровненного фундамента к расчлененному. Наличие аналогичных деформаций на фрагментах широтных профилей НСП в Бразильской котловине, приведенных в работе В.А. Панаева и С.Н. Митулова [1993], позволяет связывать их образование со сжатием в направлении, перпендикулярном оси САХ.

Неотектонические складчатые деформации осадочного чехла не являются специфическим образованием Бразильской котловины. Они известны в Канарской котловине [Панаев, Митулов, 1993], в зоне перехода от Ангольской котловины к отрогам Китового хребта [Мазарович, Соколов, 1999], а также в районе поднятия Сьерра-Леоне [Мазарович, 2000].

Усложнение и без того сложной общей структуры океанической коры Южной Атлантики связано с деформациями фундамента и с тектоническим расслаиванием в субмеридиональном направлении, параллельно оси САХ (см. рис. 1.68). Этот этап реализовался за счет взаимодействия областей растяжения

и сжатия, приуроченных, соответственно, к разломным долинам и трансверсивным (межразломным) хребтам зон трансформных разломов.

Поскольку большинство этапов структурных перестроек фиксируется только в Бразильской котловине и на западном фланге САХ, то можно говорить о структурной асимметрии запада и востока Южной Атлантики в пределах АБГТ.

В Атлантическом океане уже давно зафиксированы отклонения от симметрии в геофизических и геоморфологических характеристиках: к западу и к востоку от осевой части САХ различаются коэффициент корневой зависимости рельефа дна от возраста коры, средневолновые аномалии силы тяжести, средние значения теплового потока [Мащенко, Погребницкий, 1995]. Это общее положение подчеркивается анализом комплексных геофизических исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе.

Батиметрические данные по этому региону свидетельствуют, что признаки асимметрии нарастают от гребневой зоны САХ к его флангам. При этом не совпадают не только ширина ландшафтных зон по обе стороны хребта, но и сам характер ландшафта. Бразильский, более крутой, фланг представлен линейным грядово-долинным рельефом, а более пологий Ангольский – мозаично-ячеистым [Международный геолого-геофизический атлас..., 1989–1990; Погребницкий и др., 1990]. Анализ подводного рельефа показывает наличие совершенно очевидных элементов асимметрии в морфоструктуре САХ относительно его гребня: уровень рельефа на западном фланге в среднем на 500 м ниже теоретической кривой зависимости глубины дна от возраста ложа океана, а на восточном – напротив, выше примерно на 1000 м [Комарова и др., 1993].

Строение аномального магнитного поля западного и восточного флангов хребта также асимметрично. Аномалии западного фланга отличаются повышенной интенсивностью и более выдержанной линейностью. Аномалии восточного фланга характеризуются сглаженным знакопеременным полем, а линейность их фрагментарна. При этом идентификация аномалий здесь весьма условна, в отличие от западного фланга. На разных глубинах располагаются и нижние кромки намагниченных тел по обе стороны САХ [Погребницкий и др., 1990].

Асимметрия не только присутствует в поверхностной структуре, но отмечена и на более глубоких горизонтах. Глубинное сейсмическое зондирование подтвердило существование асимметрии в строении литосферы относительно САХ: скоростная структура Ангольской и Бразильской котловин до глубин в несколько десятков километров существенно различается [Глубинное сейсмическое зондирование..., 1996]. Данные ГСЗ показывают, что мощность коры на западном фланге в среднем в два раза больше, чем на восточном [Международный геолого-геофизический атлас..., 1989–1990]. Это обстоятельство находится в соответствии с выявленными структурами тектонического сучивания на восточной периферии Бразильской котловины и в пределах западного фланга САХ (см. выше).

По данным сейсмической томографии, структурная асимметрия относительно оси САХ простирается до глубин в первые сотни километров. Так, на глубинном разрезе в полосе 11–21° ю.ш. фиксируется наклонная линза длиной около 2000 км, характеризующаяся пониженными скоростями сейсмических волн. Эта низкоскоростная неоднородность прослеживается под западным флангом САХ на глубинах порядка 50 км, а под восточным следится до глубин 250 км [Комарова и др., 1993]. Наличие этой линзы, включающей в себя объем пониженной вязкости, заманчиво было бы связать с крупной зоной срыва в верхней мантии под гребневой частью САХ, движения по которой сформировали тектонически расслоенные ансамбли к западу от оси последнего.

Указанная асимметрия также четко выражена в распределении значений теплового потока в западной и восточной частях АБГТ: Бразильская котловина и западный склон САХ характеризуются существенно более высоким тепловым потоком по сравнению с Ангольской котловиной и восточным склоном хребта [Подгорных, Хуторской, 1997].

И, наконец, сопоставление векторов горизонтальных перемещений по данным космической геодезии показывает, что пункты, расположенные на восточном побережье Северной и Южной Америк, перемещаются на северо-запад со скоростями 15–20 мм/год, а пункты Западной Европы и Африки – на северо-восток со скоростями 20–25 мм/год [Трифонов, Певнев, 2001]. В целом это создает эффект раздвигания рифтовой системы со скоростями 20–25 мм/год. Раздвигание асимметрично: оно в большей мере происходит в сторону Европы и Африки, чем в сторону обеих Америк. При этом в Южной Атлантике оно становится более асимметричным (там же).

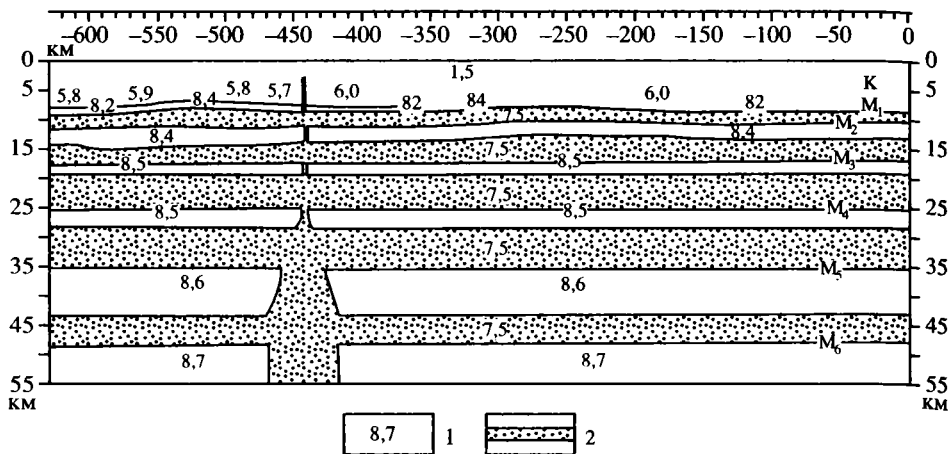
В целом, структурная эволюция океанической коры в полосе АБГТ, в особенности в Бразильской котловине, протекала в русле повсеместного тектонического расслаивания. В то же время имеются свидетельства тектонической расслоенности ниже границы Моховичича. Так, в западной части Бразильской котловины на разрезах МОГТ в интервале 10–10,5 с выделяются субгоризонтальные отражающие горизонты  $M_1$  и  $M_2$ . При этом  $M_1$  соответствует границе между корой и верхней мантией,  $M_2$  – разделу внутри верхней мантии [Разницын, Чинакаев, 1989].

Вдоль всего геотраверза в подкоровой литосфере вплоть до глубин порядка 80 км выделяется слой мощностью 15–20 км с положительным градиентом скорости сейсмических волн [Зверев, Тулина, 1993]. Отмечается большая изменчивость его внутренней структуры по простиранию. Более глубокая часть верхней мантии представляет собой чередование слоев пониженной и повышенной скорости, образующих интенсивные отраженные волны. Данное обстоятельство с большой долей вероятности может указывать на тектоническую природу подобной расслоенности по крайней мере до глубин 50 км.

Повторный анализ и переинтерпретация волновых полей, зарегистрированных на широтном профиле ГСЗ, проходящем по 12° ю.ш. вдоль всего межрифтового участка разломной зоны Боде Верде (в отечественной литературе этот разлом больше известен под названием Габон), на наш взгляд, целиком подтвердил это предположение. При этом общее количество мантийных слоев (тектонических пластин. – Ю.Р.) может достигать 12 (рис. 1.72) [Тулина и др., 2002]. Пониженные значения скоростей продольных сейсмических волн (7,5 км/с), вероятно, соответствуют серпентинитам, а высокие (8,2–8,7 км/с) – массивным перидотитам.

Весьма показательны в отношении расслоенности верхней мантии результаты ГСЗ в Ангольской котловине [Глубинное сейсмическое зондирование..., 1996]. В котловине и в области континентального подножия по формам рельефа границ  $M_1$  и  $M_2$  (граница Мохо и раздел внутри верхней мантии, соответственно) идентифицированы чешуи, полого наклоненные на восток и разделенные зонами разломов, падающих в сторону осевой части САХ. Горизонтальные размеры чешуй составляют не менее 200–300 км.

Исследования, проведенные в пределах Анголо-Бразильского (а также Канаро-Багамского) геотраверза, свидетельствуют о наличии здесь сложносегментированной земной коры “лоскутного” типа [Мащенко, Погребницкий, 1995]. Естественно, это положение приводит к пересмотру представления об океанической коре как объекте однородном, сформированном в ходе стационарного спредингового процесса.



**Рис. 1.72.** Строение литосферы по данным ГСЗ вдоль профиля на 12° с.ш. в гребневой части САХ, по [Тулина и др., 2002]

1 – значения скоростей продольных сейсмических волн; 2 – слои с относительно пониженными скоростями

Чешуйчато-блоковая структура сформировалась в процессе спрединга на ранних стадиях раскрытия Южной Атлантики в докампанское время. Спрединг имел сложный и противоречивый характер и реализовался с формированием глубинных срывов и взбросов в осевой части хребта, с выведением глубинных пород в верхние части коры.

Латеральная неоднородность литосферы в пределах изученной полосы Южной Атлантики отчетливо проявлена на сейсмических профилях, пересекающих не горизонтально-слоистую толщу пород “нормальной” океанической коры, а пакеты моноклинальных блоков и литопластин различной степени дислоцированности.

Тектонический облик литосферы Южной Атлантики в пределах рассматриваемой полосы АБГТ определяется прежде всего ее тектонической расслоенностью как в поперечном, так и в продольном по отношению к оси САХ направлении. Амплитуды горизонтальных перемещений при этом не превышают первых километров.

Масштабность проявления тектонической расслоенности, сложный и противоречивый характер аккреции океанической литосферы – яркое проявление нелинейности процессов ее формирования в рассматриваемом регионе Южной Атлантики. При этом устанавливается разноуровенность и гетерохронность тектонического расслаивания, что определяется изменчивостью геодинамических обстановок на протяжении всей истории развития Атлантики.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ АТЛАНТИКИ: ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ

Основная причина тектонического расслоения литосферы Атлантики заключается прежде всего в сложном взаимодействии зон растяжения (долины трансформных разломов и рифтовые зоны) и сжатия (трансверсивные хребты разломных зон и межразломные участки в целом). При этом основная часть литосферы Срединно-Атлантического хребта оказывается в обстановке интен-



сивного горизонтального сжатия, способствующего формированию локальных зон тектонического скупивания литосферных масс с развитием чешуйчато-надвиговых структур. Выведение ультрамафитов и габбро в верхние горизонты корового разреза и эксгумация их в сегментах рифта с режимом амагматичного (“сухого”) спрединга реализуется в обстановке растяжения по пологим глубинным срывам, проникающим в верхнюю мантию и известным в литературе под названием “detachment faults” [Mutter, Karson, 1992; и мн. др.]. При этом обычно предполагается, что тектоническое становление глубинных пород происходит только на одном из бортов рифта с формированием асимметричной структуры рифтовой долины в целом.

Однако новейшие исследования, в том числе с применением глубоководных обитаемых аппаратов, показали, что нередко оба борта рифта и даже его днище сложены образованиями серпентинитового меланжа или серпентинитами (сегмент рифтовой долины к северу от западного сочленения рифт – разлом Зеленого Мыса; сегмент рифта между 5 и 7° с.ш. в районе разлома Сьерра-Леоне).

При эксгумации глубинных образований на обоих бортах рифта возможны два сценария.

Тектоническое становление ультрамафитов и габбро становится возможным за счет изменения полярности глубинного срыва в процессе “сухого” спрединга.

Второй сценарий предполагает существование локальных зон растяжения земной коры на фоне сжатия, охватывающего литосферу срединно-океанического хребта, и выдавливание вверх пластичных серпентинитовых масс в соответствии с механизмом, предложенным П.Н. Кропоткиным для объяснения возникновения рифтов на фоне глобального сжатия [Кропоткин, Ларионов, 1977].

Оба сценария предполагают тектоническое расслаивание литосферы непосредственно в осевой части хребта в направлении спрединга, по нормали к оси САХ.

Есть основания полагать, что в зонах трансформных разломов процессы выведения глубинных образований в верхнюю часть корового разреза сходны с аналогичными процессами в рифтовых зонах, естественно, только в пределах тех участков последних, где “работает” механизм “сухого” спрединга. Попутно отметим, что ни в одном из атлантических разломов не установлены проявления “трансформного” вулканизма.

Растяжение под разломной долиной сопровождается подъемом относительно холодного мантийного диапира и компенсируется сжатием по обе стороны от нее, с образованием структур типа обдуктивных в трансверсивных хребтах, обрамляющих долину разлома. Эти процессы в конечном счете определяют тектоническое расслаивание литосферы в направлении, параллельном оси САХ. Геодинамическая картина еще более усложняется при взаимодействии тектонопар растяжение в рифте – растяжение в трансформной долине. В результате такого взаимодействия в узлах сочленения рифт–разлом формируются разломы северо-западного и северо-восточного простираний. Сложное чешуйчато-надвиговое строение внутренних угловых поднятий также в большой степени обусловлено взаимодействием указанных тектонопар.

Такие разломы (сдвиги), сформированные в поле напряжений, которое создано глобальной системой тангенциальных сил, охвативших весь обширный регион Центральной Атлантики и воздействовавших на блоки океанической коры самого разного масштаба, были недавно выявлены А.О. Мазаровичем и С.Ю. Соколовым [2002б]. По мнению этих исследователей, причиной возникно-

вения такого поля напряжений является комбинация факторов изменения формы геоида и миграции поверхностных масс вследствие изменения ориентации осей моментов инерции Земли. К этому можно добавить, что ротационные силы, длительное время воздействовавшие на земную кору, также могут являться одной из возможных причин возникновения таких разломов, образующих региональную сеть нарушений [Анохин, Одесский, 2001]. На общую геодинамическую картину несомненно оказывают влияние и периодические изменения радиуса планеты [Кропоткин, Ефремов, 1987].

Какова же амплитуда горизонтальных перемещений, приведших к тектоническому расслоению верхней части океанической литосферы? Применительно к Атлантике, по-видимому, нет оснований говорить о крупных перемещениях блоков и литопластин. Если основные области тектонического сжатия масс действительно приурочены к поперечным хребтам разломных зон и межразломным пространствам, то, учитывая небольшую “шаг” поперечных (трансформных) разломов в Центральной и Южной Атлантике, можно прийти к выводу, что амплитуда перемещений в направлении, параллельном оси САХ, не должна превышать нескольких десятков километров. То же можно сказать и о структурах тектонического сжатия в направлении, поперечном к оси САХ. В целом же, океаническая кора и верхи мантии еще на океанической стадии своего развития оказываются “хорошо подготовленными” к последующему тектоническому расслаиванию в процессе тектонического становления в виде офиолитовых аллохтонов при будущем закрытии Атлантического океана.

Необходимо кратко остановиться на проблеме одновременного существования тектонически расслоенной неоднородной океанической коры и упорядоченных полосовых линейных магнитных аномалий.

Согласно канонам тектоники литосферных плит, последние должны быть жесткими и внутри недеформированными. Этот постулат, а равно чрезмерно упрощенная рисовка линейных магнитных аномалий по всему Мировому океану (в логически законченном виде такая рисовка присуща именно Атлантике), практически не оставляет места для так называемых внутриплитных деформаций.

В то же время, и это мы старались показать в данной главе, примеров деформаций глубинных и близповерхностных масс и их тектонического сжатия в литосфере Атлантического океана накопилось достаточно много. Более того, широкое распространение серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов здесь является твердо доказанным фактом – глубинные породы выходят на поверхность дна во всем доступном изучению интервале глубин. Нередко ультрамафиты слагают самые верхние части разреза, что, наряду с другими признаками, позволяет достаточно определенно говорить об их аллохтонной природе.

По оценкам некоторых исследователей, в медленносрединговых хребтах типа Срединно-Атлантического серпентиниты слагают не менее 25% от валового состава океанической коры, возвращая нас тем самым к серпентинитовой модели Г. Хесса [Snow, 1995], или иначе к коре “хессовского типа” [Дмитриев и др., 2000]. В отдельных районах, таких как зоны сочленений рифтовой долины с разломами Зеленого Мыса и Кейн, речь идет о 30–40% и более. В этом контексте мы ранее уже неоднократно указывали на относительно ограниченное распространение “нормальной” коры в Атлантике.

Естественно, в связи с этим встает вопрос о природе полосовых аномалий. Проблема вклада серпентинитов в аномальное магнитное поле океана до сих

пор не решена, хотя и предпринимались попытки создания обобщенной петромагнитной модели океанической литосферы [Гордин, Городницкий, 1994; Городницкий, Шишкина, 1996]. Эта модель включает в разряд магнитных нижние слои океанической коры 3В и 4 (серпентинитовый слой), в отличие от гипотезы Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, в которой главным источником полосовых аномалий является слой 2А (базальтовый). При этом высокая намагниченность и магнитная стабильность серпентинитов, хотя и подтверждается экспериментальными данными, однако их повсеместное распространение в низах коры пока не доказано. Не ясен также характер их распределения – сплошной слой, блоки, протрузии и т.д. (там же). Более того, анализ петромагнитного изучения пород, данных плотностного моделирования, современных геодинамических моделей формирования и эволюции океанической литосферы свидетельствует о том, что линейные магнитные аномалии связаны со всей толщей коры, а нижняя граница магнитоактивного слоя соответствует поверхности М [Городницкий, Шишкина, 1996]. Однако и данная модель основывается прежде всего на упрощенной горизонтально-слоистой модели верхней части литосферы и не учитывает наличия в ней всевозможных неоднородностей, обусловленных ее тектонической расслоенностью.

Подобная картина, которую дополняют сегменты рифта, где спрединг реализуется в условиях дефицита бюджета магмы с выводом глубинных образований на поверхность дна по пологим глубинным срывам, сильно усложняет, если вообще не исключает, упрощенную рисовку линейных магнитных аномалий. Изначально сложное и неоднородное строение океанической коры несомненно должно влиять на формирование таких аномалий в сторону отклонений от классической схемы спрединга. Чередование вулканических и тектонических фаз в процессе спрединга, хорошо документированное во многих сегментах САХ, также должно отражаться в “магнитной памяти” литосферы: первым будут отвечать интервалы детальной записи, вторым – невосполнимые пропуски в стандартной последовательности инверсий полярности магнитного поля [Гордин, 2001].

А.В. Пейве в своей работе, посвященной тектонике Срединно-Атлантического хребта писал: “...На магнитные контрасты, в частности, на полосчатость аномалий океанической коры, впервые обратили внимание Ф. Вайн и Д. Мэтьюз в 1963 г. Тогда они были очень острожны и писали, что эти контрасты могут быть объяснены и без учета инверсий магнитного поля Земли, например, тем, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного материала. Упомянутые авторы предложили свою модель только потому, что она, как писали они, не нуждается в привлечении допущений как о сильной неоднородности типов пород, слагающих главный океанический слой, так и о присутствии пород с необычайно интенсивной намагниченностью” [Пейве, 1975, с. 14]. И далее: “В настоящее время доказано, что именно эти две особенности характерны для главного океанического слоя. Более того, нам представляется, что сложная внутренняя структура третьего слоя хребта, т.е. тектонические пластины, клинья, протрузии и т.п., вытянутые по простиранию хребта, вряд ли вовсе не должны приниматься в расчет при интерпретации магнитных аномалий” (там же).

Большие сомнения в непогрешимости спрединговой модели магнитных аномалий, якобы дающих возможность с математической точностью определять возраст того или иного участка океанической коры, высказанные А.В. Пейве почти 30 лет назад, остаются до сих пор не разрешенными. Приведем мнение известного специалиста в данной области: «...апелляции к впечатляющим сов-

падениям “независимых” определений возраста литосферы по данным магнитной съемки и глубоководного бурения иллюзорны. На самом деле эти совпадения предопределены технологией идентификации аномалий, основанной на увязке магнитных профилей со скважинными реперами и устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и(или) перенумерации аномалий» [Гордин, 2001, с. 168–170].

Видимо, в случае полосовых океанических магнитных аномалий мы имеем дело с созданием “порядка из хаоса” (по знаменитому выражению И.Р. Пригожина) [Пригожин, Стингерс, 1986], когда хаотическое состояние системы переходит на новый, более дифференцированный и более высокий уровень упорядоченности с созданием диссипативной структуры в результате процесса самоорганизации океанической литосферы.

Подобный вывод с позиций нелинейной геодинамики имеет право на существование, если вообще интерпретация аномального магнитного поля океанов по Вайну–Мэтьюзу в основе своей корректна.

## РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ АТЛАНТИКИ В ОБРАЗОВАНИИ СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАМАФИТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И МЕТАНОВЫХ ФАКЕЛОВ

В настоящее время в срединно-океанических хребтах открыто более 40 активных гидротермальных полей, девять из которых приходится на северную половину Атлантического океана [Kelley et al., 2001] (рис. 2.1). Сегодня на них обращено пристальное внимание исследователей как на резервные источники различных рудных компонентов и энергоносителей. К последним относятся источники водорода и метана, которые разделяются на две основные группы [Дмитриев и др., 2000].

Первая представлена локальными аномалиями в морской воде, связанными с действующими высокотемпературными (до 400 °С) гидротермальными источниками (black smokers). Характерными чертами этих гидротерм являются повышенные содержания  $^3\text{He}$  и корреляция содержаний метана и марганца, что свидетельствует о том, что просачивающаяся вода реагировала преимущественно с базальтами. Содержание метана  $\text{CH}_4$  в таких источниках составляет 2,5–3,6 нмоль/кг, а отношение  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  около 0,2 нмоль/л. Они широко распространены в пределах срединно-океанических хребтов и задуговых центров спрединга. Присутствие в них метана связывают с неорганическим синтезом при 300–400 °С или с дегазацией ювенильного  $\text{CH}_4$ . В Атлантике это хорошо известные активные гидротермальные поля Снейк Пит, ТАГ, Брокен Спур, Лаки Страйк и Менес Гвен (см. рис. 2.1). Гидротермальные источники этого типа относятся к так называемой осевой гидротермальной циркуляционной системе [Богданов, 1997].

Вторая группа источников водорода и метана характеризуется интенсивными метановыми аномалиями ( $\text{CH}_4$  до 50 нмоль/кг) с повышенными содержаниями водорода и с очень низкими отношениями  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  (~0,005 моль/л) и приурочена к выходам мантийных ультрамафитов в осевой части Срединно-Атлантического хребта. С ними связаны открытые в последние годы активные гидротермальные поля Логачева, Лост Сити, Рейнбоу и Салданья, принадлежащие к глубинной циркуляционной системе (там же) (см. рис. 2.1).

Кардинальные различия рассмотренных выше групп источников водорода и метана по отношению  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  показаны на рис. 2.2.

Выполненные Л.В. Дмитриевым с соавторами расчеты свидетельствуют о принципиальной возможности генерации огромных количеств водорода и метана при серпентинизации мантийных ультрамафитов: из 1 км<sup>3</sup> гарцбургита может образоваться  $5 \cdot 10^5$  т  $\text{H}_2$  и  $2,5 \cdot 10^5$  т  $\text{CH}_4$  [Дмитриев и др., 2000]. Те же исследователи убедительно показали, что глобальный процесс серпентинизации мантийных ультрамафитов океана, происходящий в начальных условиях образования нефти, только в открытой рифтовой зоне САХ и только в тех его сегментах, где имеет место низкая продуктивность мантийного магматизма, мог продуцировать за 150 млн лет формирования литосферы  $\sim 4,5 \cdot 10^{13}$  т водорода и  $2,25 \cdot 10^{13}$  т метана. При этом общий баланс выхода водорода и метана с уче-

падениям “независимых” определений возраста литосферы по данным магнитной съемки и глубоководного бурения иллюзорны. На самом деле эти совпадения предопределены технологией идентификации аномалий, основанной на увязке магнитных профилей со скважинными реперами и устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и(или) перенумерации аномалий» [Гордин, 2001, с. 168–170].

Видимо, в случае полосовых океанических магнитных аномалий мы имеем дело с созданием “порядка из хаоса” (по знаменитому выражению И.Р. Пригожина) [Пригожин, Стингерс, 1986], когда хаотическое состояние системы переходит на новый, более дифференцированный и более высокий уровень упорядоченности с созданием диссипативной структуры в результате процесса самоорганизации океанической литосферы.

Подобный вывод с позиций нелинейной геодинамики имеет право на существование, если вообще интерпретация аномального магнитного поля океанов по Вайну–Мэтьюзу в основе своей корректна.

## РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ АТЛАНТИКИ В ОБРАЗОВАНИИ СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАМАФИТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И МЕТАНОВЫХ ФАКЕЛОВ

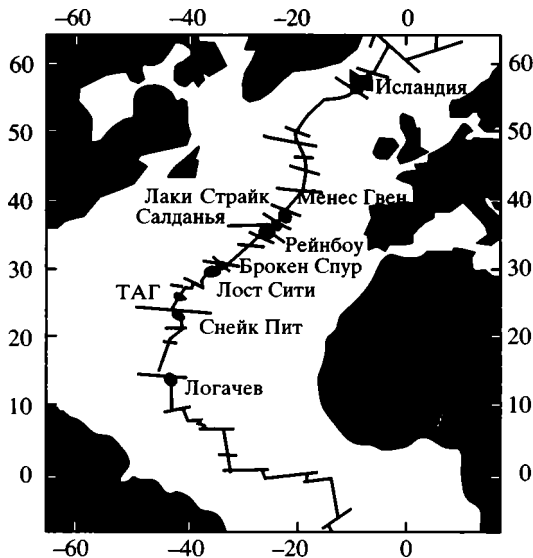
В настоящее время в срединно-океанических хребтах открыто более 40 активных гидротермальных полей, девять из которых приходится на северную половину Атлантического океана [Kelley et al., 2001] (рис. 2.1). Сегодня на них обращено пристальное внимание исследователей как на резервные источники различных рудных компонентов и энергоносителей. К последним относятся источники водорода и метана, которые разделяются на две основные группы [Дмитриев и др., 2000].

Первая представлена локальными аномалиями в морской воде, связанными с действующими высокотемпературными (до 400 °С) гидротермальными источниками (black smokers). Характерными чертами этих гидротерм являются повышенные содержания  $^3\text{He}$  и корреляция содержаний метана и марганца, что свидетельствует о том, что просачивающаяся вода реагировала преимущественно с базальтами. Содержание метана  $\text{CH}_4$  в таких источниках составляет 2,5–3,6 нмоль/кг, а отношение  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  около 0,2 нмоль/л. Они широко распространены в пределах срединно-океанических хребтов и задуговых центров спрединга. Присутствие в них метана связывают с неорганическим синтезом при 300–400 °С или с дегазацией ювенильного  $\text{CH}_4$ . В Атлантике это хорошо известные активные гидротермальные поля Снейк Пит, ТАГ, Брокен Спур, Лаки Страйк и Менес Гвен (см. рис. 2.1). Гидротермальные источники этого типа относятся к так называемой осевой гидротермальной циркуляционной системе [Богданов, 1997].

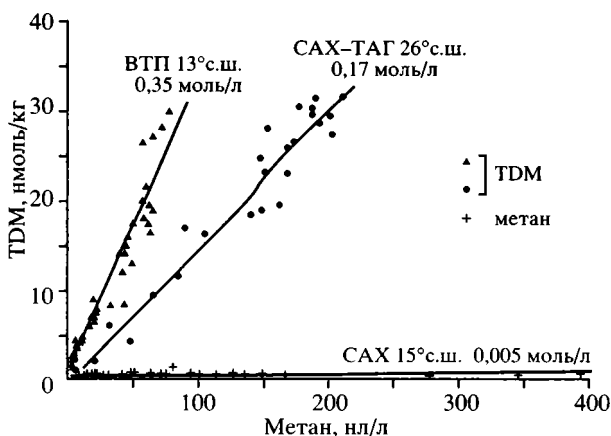
Вторая группа источников водорода и метана характеризуется интенсивными метановыми аномалиями ( $\text{CH}_4$  до 50 нмоль/кг) с повышенными содержаниями водорода и с очень низкими отношениями  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  (~0,005 моль/л) и приурочена к выходам мантийных ультрамафитов в осевой части Срединно-Атлантического хребта. С ними связаны открытые в последние годы активные гидротермальные поля Логачева, Лост Сити, Рейнбоу и Салданья, принадлежащие к глубинной циркуляционной системе (там же) (см. рис. 2.1).

Кардинальные различия рассмотренных выше групп источников водорода и метана по отношению  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  показаны на рис. 2.2.

Выполненные Л.В. Дмитриевым с соавторами расчеты свидетельствуют о принципиальной возможности генерации огромных количеств водорода и метана при серпентинизации мантийных ультрамафитов: из 1 км<sup>3</sup> гарцбургита может образоваться  $5 \cdot 10^5$  т  $\text{H}_2$  и  $2,5 \cdot 10^5$  т  $\text{CH}_4$  [Дмитриев и др., 2000]. Те же исследователи убедительно показали, что глобальный процесс серпентинизации мантийных ультрамафитов океана, происходящий в начальных условиях образования нефти, только в открытой рифтовой зоне САХ и только в тех его сегментах, где имеет место низкая продуктивность мантийного магматизма, мог продуцировать за 150 млн лет формирования литосферы  $\sim 4,5 \cdot 10^{13}$  т водорода и  $2,25 \cdot 10^{13}$  т метана. При этом общий баланс выхода водорода и метана с уче-



**Рис. 2.1.** Схема расположения активных гидротермальных полей в Атлантике, по [Kelley et al., 2001]



**Рис. 2.2.** Диаграмма содержаний Mn и  $\text{CH}_4$  в гидротермальных плюмах полей  $13^\circ$  с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия и ТАГ (1 группа) и  $15^\circ$  с.ш. Срединно-Атлантического хребта (2 группа), по [Bougault et al., 1993]

Цифры – значения отношения  $\text{Mn}/\text{CH}_4$  в каждой из групп. TDM – количество растворенного в воде марганца

том дополнительной серпентинизации участков литосферы за пределами осевой зоны должен быть удвоен. Это означает, что объем этих газов на порядки выше всех мировых запасов нефти (там же).

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют рассмотреть проблему образования углеводородов в Атлантике под тектоническим углом зрения. Источники водорода и метана второй группы приурочены к сегментам САХ, где в условиях медленного спрединга и слабо развитого базальтового магматизма образуется кора с широким распространением остаточных мантийных ультрамафитов – так называемая кора “хессовского типа”. Такие сегменты ха-



рактируются развитием “сухого” спрединга, реализующегося в основном за счет тектонических перемещений по пологим срывам, проникающим в мантию, с выводом глубинных масс в верхние горизонты коры и с формированием областей тектонически расслоенной литосферы. Именно к таким областям и приурочены активные гидротермальные поля и водород-метановые плюмы, связанные с ультрамафитами.

### Сегмент САХ между разломами Вима и Атлантис (11°–30° с.ш.)

Прекрасным примером таких тектонически расслоенных структур является зона разлома Зеленого Мыса, пересекающая САХ приблизительно по 15° с.ш., и сегменты рифтовой долины непосредственно к северу и к югу от нее.

Данные геологического картирования при помощи ступенчатого драгирования в зоне сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины свидетельствуют о том, что магматизм здесь редуцирован, а процессы надвигообразования интенсивны, что привело к формированию изначально аномального разреза океанической коры [Пушаровский, Пейве и др., 1988]. Данные наблюдений с подводного аппарата “NAUTILE” также указывают на чешуйчато-надвиговое строение внутреннего углового поднятия в целом и о наличии здесь инвертированного разреза коры и верхней мантии [Силантьев, 1995; Rona et al., 1992]. Серпентинизированные гарцбургиты слагают верхнюю часть корового разреза. В нижней трети склона, обращенного к рифту, молодые рифтовые базальты совмещены с ультрамафитами по пологой наклоненной на восток мощной (около 300 м) тектонической зоне глубинного срыва (detachment fault) (см. рис. 1.4). Зона маркируется выходами сильно милонитизированных и тектонизированных серпентинитов и базальтов с вкрапленностью сульфидов [Casey et al., 1992].

Еще одним аргументом в пользу надвиговой природы углового поднятия являются результаты изучения метагабброидов, драгированных на его восточном склоне. Последние представлены микроплойчатыми роговообманковыми сланцами, актинолититами и массивными амфиболитами. *P–T*-условия метаморфизма амфиболитов соответствуют интервалу температур 620–510–450 °С при давлении 4–2 кбар. Последовательное понижение температур сопряжено с тектоническим перемещением блока высокотемпературных амфиболитов в верхние коровые горизонты до глубин 1 км под дном [Силантьев, 1995]. И, наконец, скв. ODP 1272, пробуренная здесь недавно, подтвердила выводы о чешуйчато-надвиговом строении углового поднятия [Leg 209, 2003].

Именно к этой зоне, на 15°05' с.ш. приурочена крупная метановая аномалия в 400 нл/л [Bougault et al., 1993; Rona et al., 1992], а в серпентинизированных гарцбургитах и катаклазированных габброидах здесь же зафиксировано широкое развитие жильно-вкрапленной сульфидной минерализации и обнаружены массивные халькопирит-сфалерит-марказитовые руды, идентичные рудам “черных курильщиков” [Акимцев и др., 1991].

В 40 км южнее, на 14°45' с.ш., в 1994 г. впервые в Мировом океане было открыто активное гидротермальное поле, связанное с ультрамафитами и генерирующее обогащенные водородом и метаном флюиды, – поле Логачева [Богданов, 1997; Леин и др., 2000]. Последнее располагается непосредственно в восточном борту рифтовой долины, в краевой части крупного ультрамафитового массива. Геологическое картирование этого участка показало, что ультрамафиты слагают здесь тектоническую пластину, по обрамлению которой просле-

живаются фрагменты политермальных динамометаморфитов, образовавшихся в основном за счет габброидов [Перфильев и др., 1996] (см. рис. 1.4).

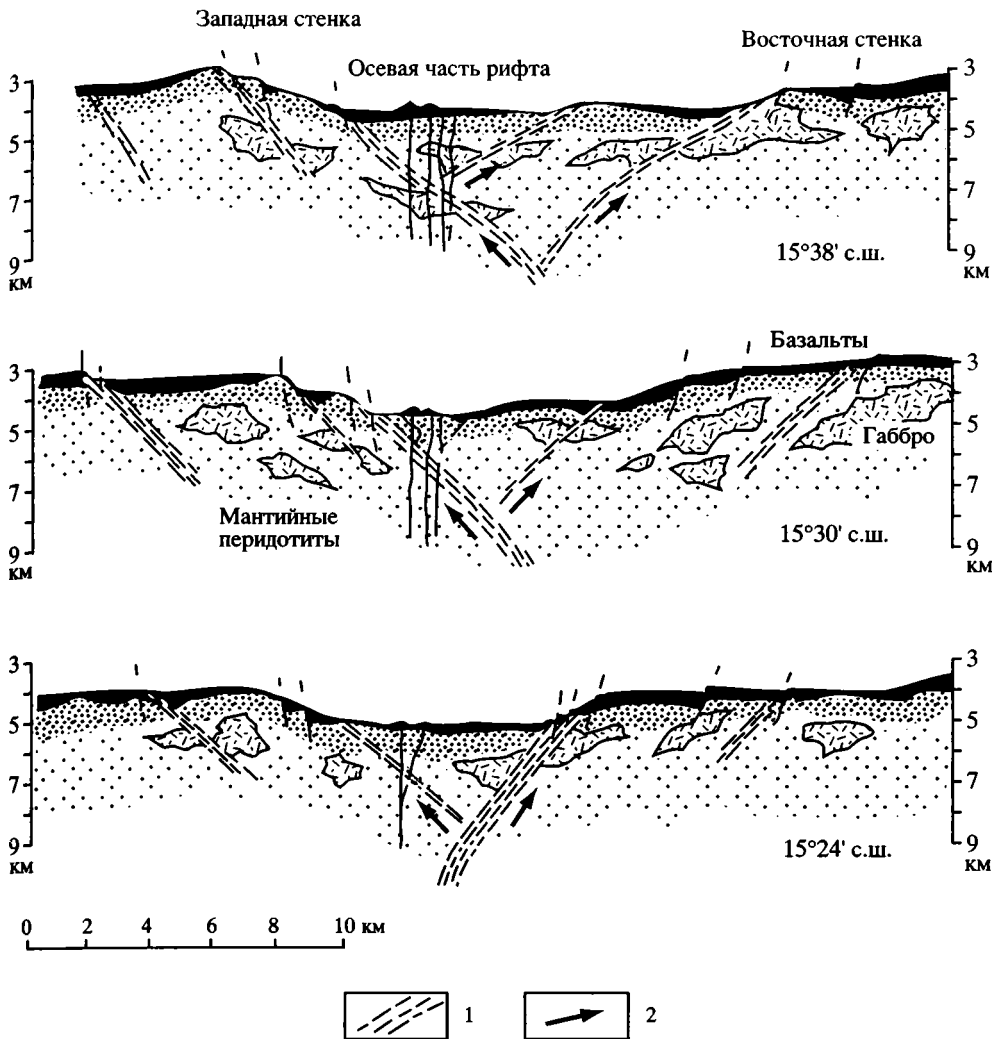
Метаморфизм габброидов несет все черты динамометаморфических преобразований с созданием структур пластического течения, рассланцевания и милонитизации. Температурный диапазон метаморфических преобразований необычайно широк. Наиболее высокотермальным динамометаморфическим породам отвечают образования типа флазер-габбро. Здесь также представлены полосчатые амфиболиты и амфиболовые сланцы, габбро-амфиболиты с четкими признаками пластического течения и другие динамометаморфизованные базиты амфиболитового уровня. Не менее широко в данном комплексе распространены бластомилониты и бластокатаклазиты разных температурных уровней, в том числе и низкотемпературные милониты и катаклазиты.

Такая картина очень напоминает ситуацию во многих офиолитовых аллохтонах, когда в основании покрова ультрамафитов располагается так называемая метаморфическая подошва (*metamorphic sole*) – тела амфиболитов и габбро-амфиболитов, геодинамические условия формирования которых связаны с внутриокеаническими надвигами.

Серпентинизированные ультрамафиты и серпентиниты непосредственно в районе поля Логачева рассечены пологими надвигами, что задокументировано во время погружений подводного аппарата “Шинкай-6500” на 14°43' с.ш. [Matsumoto et al., 1998]. Слагающие склон в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы в области развития гидротермальных образований несут явные признаки деформаций и тектонизации. Здесь встречены тектонические брекчии, в которых обломки размером до 3 см заключены в перетертую серпентинитовую матрицу [Богданов, 1997]. Именно к этой тектонически расслоенной части ультрамафитовой пластины и приурочена интенсивная метановая аномалия над гидротермальным полем Логачева.

В пределах северного сегмента рифтовой долины, на удалении от района западного сочленения рифт–разлом Зеленого Мыса на 15 и 30 км, было выполнено два трансекта с серией из 15 погружений ПОА “NAUTILUS” [Casey et al., 1992]. На первом пересечении на дне рифтовой долины (4500 м) и на ее восточном борту до глубины 2500 м были закартированы только свежие рифтовые базальты; западный борт оказался сложен (снизу вверх) габброидами, гарцбургитами и дунитами. На более северном пересечении днище рифта и основание обоих его бортов оказались сложено базальтами (4600–4000 м), а в верхних частях западных и восточных стенок были закартированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов. При этом особо подчеркивается наличие в ультрамафитах большого количества полого наклоненных в сторону осевой части рифтовой долины разломов и приуроченных к ним тектонических брекчий [Cannat et al., 1997]. По описаниям, приведенным в указанной работе, эти брекчии соответствуют серпентинитовому меланжу, широко распространенному в офиолитовых комплексах: фрагменты серпентинизированных ультрамафитов, размером от 1 см до 1 м, заключены в матрикс рассланцованных серпентинитов, талька и мелких серпентинитовых обломков. Прослой таких брекчий имеют мощность в несколько десятков метров и более. Т.е. налицо типичная чешуйчато-надвиговая структура в ультрамафитах, хорошо известная в областях развития офиолитов на суше. Схематические геологические профили по трансектам, составленные теми же авторами, наглядно иллюстрируют все сказанное выше (рис. 2.3).

Здесь же, в основании западного борта рифтовой долины, были драгированы микроплоччатые и массивные амфиболиты, ассоциирующие с серпентини-



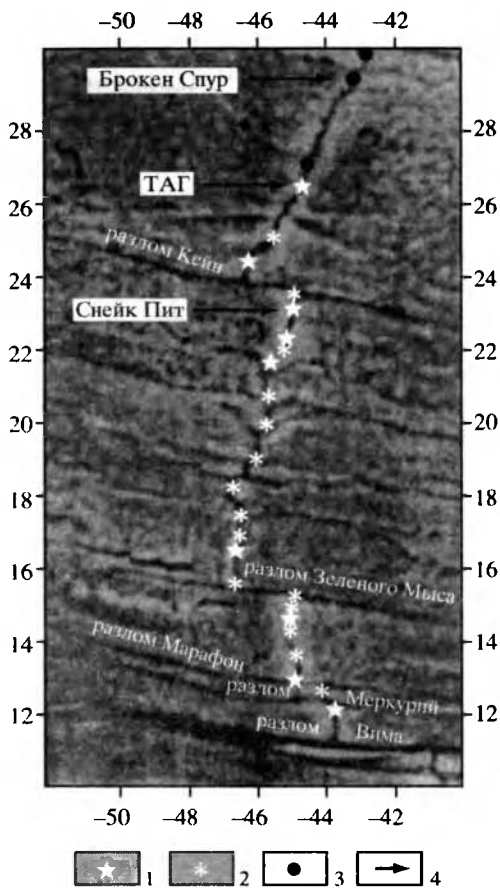
**Рис. 2.3.** Схематические геологические профили рифтовой долины к северу от разлома Зеленого Мыса, по [Cannat et al., 1997]

1 – глубинные срывы; 2 – направление перемещения масс

тами и располагающиеся непосредственно под ними [Силантьев, 1995]. Такие соотношения характерны для подофиолитовых (базальных) комплексов, образование которых объясняется обдукционными процессами (там же).

В этом же районе в водной толще над ультрамафитами зарегистрирована метановая аномалия в 60 нл/л [Bougault et al., 1993]. Впоследствии в этих же координатах в придонных водах на глубине 1 м над дном зафиксирована крупная метановая аномалия в 400 нл/л, тогда как над базальтами, слагающими днище рифта, концентрация метана составляет всего 5 нл/л (там же).

В пределах внешнего углового поднятия в районе сочленения северного сегмента рифтовой долины с разломом с борта погружаемого обитаемого аппарата закартирована так называемая megamullion structure – куполообразная структура, расположенная в 30 км к западу от северного сегмента рифтовой до-



**Рис. 2.4.** Распределение участков проявлений гидротермальной активности в сегменте САХ между разломами Вима и Атлантис, по [German, Paçon, 1998]

1, 2 – anomalно высокие содержания в придонных водах: 1 – марганца, 2 – метана; 3 – аномалии “мутности”; 4 – активные гидротермальные поля, связанные с базальтами

лины [Matsumoto et al., 1998]. Трасса погружения пересекла эту структуру от ее основания, примыкающего к разломной долине на глубинах порядка 4000 м, до вершины, с отметками 2000 м. В низах разреза обнажаются милонитизированные габбро, а верхи сложены гарцбургитами и дунитами. Габбро и ультрамафиты выведены в верхнюю часть коры по пологому наклоненному на восток, в сторону оси рифтовой долины, разлому. Плоскость разлома, наблюдавшаяся на площади 100 м<sup>2</sup>, представляет собой своеобразное зеркало скольжения, с волнообразным узором параллельных желобков и гребней.

Таким образом, в осевой части САХ от 14°30' до 15°50' с.ш., т.е. на расстоянии около 150 км по простиранию Срединно-Атлантического хребта, устанавливается широкое

распространение ультрамафитов. Весь комплекс проведенных здесь геологических и геофизических исследований указывает на тектоническую расслоенность верхней части литосферы в областях сочленений рифт – разлом Зеленого Мыса и в прилегающих с севера и с юга сегментах рифтовой долины. Здесь изначально отсутствует “нормальный” разрез океанической коры, устанавливается резкое преобладание тектонических процессов (меланжирование, надвигообразование с выводом ультрамафитов в верхние горизонты коры) над магматическими. К этим участкам приурочены интенсивные водород-метановые аномалии с низкими значениями отношений  $Mn/CH_4$ , находки массивных сульфидных руд и проявления сульфидной минерализации. Именно здесь располагается одно из четырех обнаруженных в Атлантике активных гидротермальных полей, связанных с ультрамафитами.

Рассмотренный выше район разлома Зеленого Мыса и прилегающих отрезков рифтовой долины с крупными метановыми аномалиями и активным гидротермальным полем Логачева входит в сегмент САХ между разломами Вима на юге и Атлантис на севере, в котором располагается большая часть активных гидротермальных полей Атлантики, связанных с базальтами – Снейк Пит, ТАГ и Брокен Спур. Кроме того, в этом сегменте в водной толще зафиксировано большое количество индикаторов разгрузки гидротермальных источников: аномалий растворенного марганца (TDM), метановых факелов и участков anomalно мутных вод в придонном слое (рис. 2.4). Лито-

сфера этого сегмента в целом обнаруживает явные признаки тектонической расчлененности, особенно в районах, расположенных к югу от разлома Кейн и к северу от разлома Марафон.

Геологические наблюдения с борта ПОА "NAUTILE" в пределах внутреннего углового поднятия в районе восточного сочленения рифт – разлом Кейн выявили его сложное гетерогенное строение [Auzende et al., 1994] с явными признаками чешуйчато-надвиговой структуры.

Основание разреза северного склона поднятия сложено массивными базальтами, пиллоу-лавами и долеритовыми дайками, рассеченными широтно ориентированными разломами. Выше по разрезу, между отметками 3200 и 2600 м фиксируется мощная тектоническая зона, сложенная серпентинитами, габброидами и базальтами и рассеченная полого наклоненными на север разломами. Все породы внутри зоны интенсивно катаклазированы и милонитизированы; габброиды и базальты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Верхняя часть поднятия (так же, как и нижняя) сложена базальтами и ассоциированными с ними долеритовыми дайками. Таким образом, в пределах северного склона внутреннего углового поднятия имеются все признаки тектонического сдвигания разреза, расчлененного мощной (до 600 м) зоной тектонических брекчий.

Восточный склон поднятия, обращенный к нодальной впадине и рифтовой долине, сложен преимущественно габброидами. Последние прослеживаются от днища нодальной впадины, от глубин 6100 м, до отметок 2200 м. Нижняя часть разреза сложена массивными габброидами, тогда как верхняя состоит из интенсивно деформированных разностей, среди которых отмечаются выходы серпентинизированных ультрамафитов. Весь разрез разбит сбросами, наклоненными на восток под углом 25–50°, параллельными минеральной уплощенности в габброидах. В самой верхней части склона, на глубинах менее 2200 м, габброиды перекрыты базальтами, прорванными одиночными долеритовыми дайками, и серпентинизированными ультрамафитами, вскрытыми скв. ODP 670 на глубинах менее 100 м под дном.

Здесь же, на глубине 2585 м, во время погружений ПОА "ALVIN" были обнаружены брекчии, состоящие из обломков всех вышеперечисленных пород, сцементированных кварцем с выделениями сульфидов. Последние характеризуются исключительно высокими содержаниями кобальта. Это свойственно гидротермальным отложениям глубинных циркуляционных систем, формирование которых связывается с процессом серпентинизации мантийных ультрамафитов [Богданов, 1997].

В обширном районе к югу от разлома Кейн (MARK area) в гребневой части САХ драгированием, бурением и наблюдениями с подводных аппаратов установлено большое количество выходов ультрамафитов. Прямая корреляция этих образований с положительными остаточными гравитационными аномалиями позволила сделать выводы о том, что ультрамафиты не только являются характерной составной частью разреза стенок рифтовой долины, но и широко распространены за ее пределами, занимая не менее 30–40% сегмента САХ между 22° и 24° с.ш. [Cannat et al., 1995]. Выведение мантийных пород к поверхности дна сопровождалось их серпентинизацией и тектоническим расслаиванием, реализовавшимся в интенсивном расчленении и скупивании глубинных масс.

Иллюстрацией сказанному являются результаты изучения локального района на западной стенке рифта на 23°20' с.ш. При погружениях ПОА "ALVIN" был обследован небольшой холм, сложенный интенсивно расчлененными серпентинизированными перидотитами. Плоскости расчленения в них и мно-

гочисленные разломы полого наклонены на восток под углом 20–40° [Mével et al., 1991]. Пробуренная здесь скв. DSDP 109 вскрыла серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты. Различная ориентировка минеральной уплощенности в ультрамафитах на разных уровнях скважины свидетельствует о вращении крупных, до десятков метров в поперечнике, блоков ультрамафитов, погруженных в матрикс рассланцованных серпентинитов (там же).

Таким образом, области восточных сочленений разломов Кейн и Зеленого мыса с рифтовой долиной имеют много общего в своем строении. В обоих районах устанавливается чешуйчато-надвиговое строение внутренних угловых поднятий с присутствием в пакете тектонических пластин серпентинизированных ультрамафитов, серпентинитов и тектонических брекчий типа серпентинитовых меланжей. Поднятия характеризуются наличием сульфидной минерализации и находками массивных сульфидных руд. В примыкающих к ним с юга сегментах рифтовой долины устанавливаются широкое распространение мантийных ультрамафитов и наличие активных гидротермальных полей. Однако поле Логачева на 14°45' с.ш. связано с ультрамафитами, а поле Снейк Пит на 23° с.ш. – с базальтами.

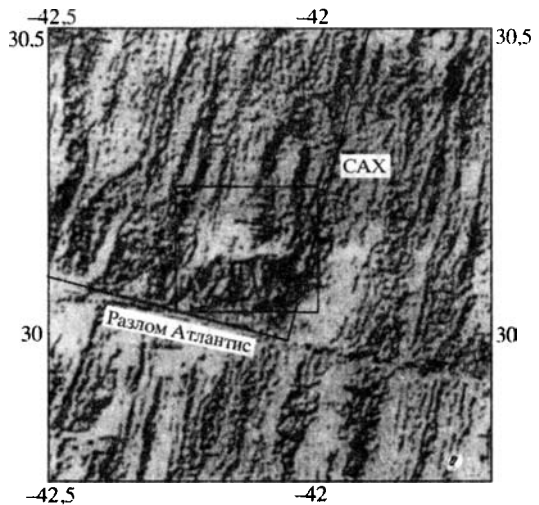
Тем не менее, все указанные выше особенности строения района MARK позволяют с большой степенью вероятности предполагать и здесь наличие гидротермальных полей и метановых аномалий, связанных с ультрамафитами, выведенными в верхние горизонты коры в условиях “сухого” спрединга. Тем более, что современная вулканическая деятельность отсутствует даже в районе самого гидротермального поля Снейк Пит. Наличие на поверхности базальтов тонкой корочки Fe–Mn-окислов и слабого налета осадков при отсутствии в них заметных вторичных изменений, говорят о том, что их возраст составляет первые тысячи лет [Detrick et al., 1990]. Максимальный же возраст сульфидных отложений оценивается в 4000 лет [Богданов, 1997].

Район гидротермального поля 24°30' с.ш., расположенного в осевой части САХ непосредственно к северу от разлома Кейн, характеризуется резко расчлененным рельефом дна. В рифтовой долине здесь четко выделяется экстрезивная зона в виде серии изолированных вулканических гор. Ряд признаков указывает на то, что эта зона находится в тектонической фазе с преобладанием растяжения и деструкции вулканического сооружения без наращивания новой океанической коры по крайней мере последние 10 000 лет. Восточный краевой уступ рифтовой долины сложен породами базит-ультрабазитового состава, в том числе и серпентинитами. С последними связаны гидротермальные сульфидные образования. Их медная специализации и условия залегания весьма сходны с таковыми в рассмотренном выше гидротермальном поле Логачева на 14°45' с.ш., приуроченном к области тектонически расслоенной литосферы [Богданов, 1997].

Драгировки межразломного хребта, возвышающегося между долинами разломов Марафон и Меркурий (12–13° с.ш.), и внутреннего углового поднятия в районе западного сочленения рифт – разлом Марафон показали, что и здесь вряд ли возможно говорить о существовании “нормального” разреза океанической коры. Экспонированные на поверхность дна вулканические и интрузивные образования представляют собой фрагменты различных комплексов, находящиеся в тектонических соотношениях друг с другом. Залегание глубинных пород гипсометрически выше базальтов, либо наличие первых в верхних частях склонов, может служить косвенным доказательством достаточно крупных горизонтальных перемещений коровых и мантийных литопластин, реализовавшихся в условиях тангенциального стресса. Кроме того, имеются прямые указа-

**Рис. 2.5.** Фрагмент карты теневого рельефа области восточного сочленения рифт – разлом Атлантис, по [Kelley et al., 2001]

Угловое поднятие с гидротермальным полем Лост Сити располагается внутри обведенного контура



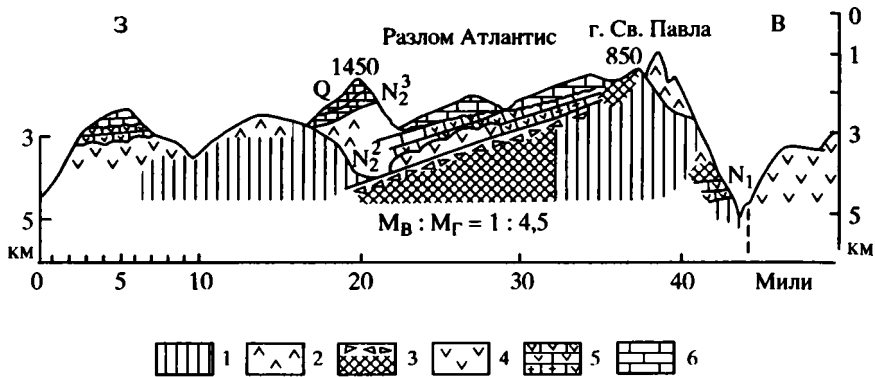
ния на бывшее высокое, вплоть до уровня моря, стояние отдельных участков трансверсивного хребта. Все это вместе взятое, наряду с обычной тектонизацией, катаклизмом и милонитизацией пород, свидетельствует о масштабных тектонических деформациях и расслоенности верхней части литосферы в пределах разломных зон Марафон и Меркурий [Разницын, 1995].

С нижних частей южного склона поднятия внутреннего угла (гора Ферсман), расположенного в узле пересечения северного сегмента рифтовой долины с разломом Марафон, подняты интенсивно тектонизированные базальты и долериты с сульфидной минерализацией вкрапленного и прожилкового типов. Количество сульфидов в отдельных образцах достигает 5% от объема породы [Разницын и др., 1991].

Еще одной структурой, где нами была обнаружена сульфидная минерализация, является рифтовая гора в пределах западного борта рифтовой долины, расположенная вблизи узла сочленения рифт–разлом. С ее склона подняты базальты, долериты, габброиды, ультрамафиты и различные брекчии, состоящие из обломков перечисленных выше пород, сцементированных кварцем. В кварцевом агрегате цементирующей массы встречается ярко-зеленый медистый минерал атакамит и изометричные выделения пирита. Впоследствии здесь был выявлен целый район активной гидротермальной деятельности, один из участков которого приурочен к блоку ультраосновных пород [Судариков и др., 2001], а в 2003 г. в этом районе открыто новое гидротермальное поле, связанное с ультрамафитами [Бельтнев и др., 2003].

Таким образом, в сегменте рифтовой долины к северу от разломной зоны Марафон глубинные породы, в том числе и ультрамафиты, выведены в самые верхние горизонты корового разреза. Так же как в пределах поля Логачева на 14°45' с.ш., современная гидротермальная активность вблизи разлома Марафон отчасти ассоциируется с выходами серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов. Последние, в свою очередь, маркируют участки тектонически расслоенной литосферы.

Еще одним районом, где обнаружены активные гидротермальные источники, связанные с ультрамафитами, является разлом Атлантис, пересекающий САХ по 30° с.ш. Гидротермальное поле Лост Сити приурочено к внутреннему угловому поднятию в районе восточного сочленения рифт–разлом [Kelley et al., 2001] (рис. 2.5). Главное отличие этого поля от всех остальных действующих гидротермальных источников на океанском дне, связанных как с базальтами, так и с ультрамафитами, состоит в том, что оно располагается не непосредственно в рифтовой зоне, а на удалении от нее на 15 км, в коре с возрастом 1,5 млн лет.



**Рис. 2.6.** Геологический профиль через гребень САХ вдоль разлома Атлантис, по [Лавров, Бараш, 1976]

1 – ультрабазиты, габбро, амфиболиты; 2 – габбро; 3 – катаклазиты; 4 – базальты; 5 – осадочные брекчии; 6 – известняки

В пределах крутого эскарпа на южном склоне углового поднятия обнажаются метаморфизованные ультрамафиты и габбро, перекрывающиеся субгоризонтально залегающими литифицированными известняками и карбонатными брекчиями, обломочная часть которых состоит из базальтов, габбро и ультрамафитов. Выше по разрезу прослеживаются рыхлые пелагические илы с блоками базальтов и ультраосновных пород. Последовательность пород в разрезе предполагает бывшее стояние массива вблизи или на уровне моря и последующее погружение на современные глубины порядка 700 м.

Гидротермальные постройки располагаются в поле развития серпентинизированных и деформированных ультрамафитов и массивных и окисленных разновидностей габбро и метагаббро. Все постройки выполнены не сульфидными образованиями “черных курильщиков”, как это имеет место в полях Логачева и Рейнбоу, а состоят из смеси кальцита, арагонита и брусита. Трубообразные сооружения белого цвета, достигающие в высоту 60 м, продуцируют относительно холодные растворы с температурой 40–75 °С, а не 350–360 °С, как это имеет место в случае сульфидных построек. При этом отношение  $Mn/CH_4$  в них такое же низкое, указывающее на формирование флюида в процессе серпентинизации ультрамафитов.

Гидротермальное поле Лост Сити также располагается в области тектонически расслоенной литосферы. На рис. 2.6 приведен геологический профиль через гребень САХ вдоль разлома Атлантис. В центральной части профиля, пересекающего внутреннее угловое поднятие, наблюдается зона интенсивного дробления и милонитизации шириной около 40 км, сходная с серпентинитовыми меланжами альпийской области [Лавров, Бараш, 1976]. Тектонические брекчии в этой зоне представлены блоками и обломками габброидов и ультрамафитов, погруженными в серпентинитовый матрикс. Обломки пород имеют обточенные грани, покрытые штриховками скольжения и блестящими зеркалами. Как полагают эти исследователи, зона дробления может указывать на тектоническое взаимодействие двух чешуй, вызванное горизонтальным сдвигом вдоль разлома Атлантис. О надвиговом характере движений, по мнению этих авторов, свидетельствуют результаты исследования намагниченности базальтов: на южном крыле разлома древние базальты залегают выше более молодых эффузивов (там же).

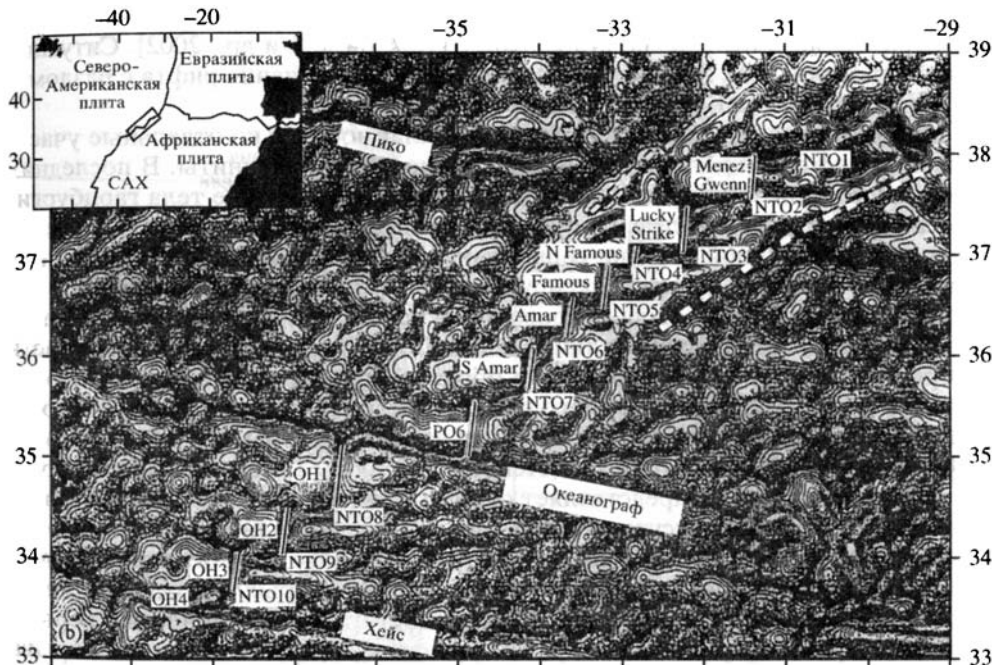


## Сегмент САХ между разломами Пико и Хейс (33°–38° с.ш.)

Особенностью данного сегмента, расположенного непосредственно к югу от Азорского поднятия, является наличие здесь большого количества близко расположенных нетрансформных смещений (non-transform offsets – NTO): в результате детальной батиметрической съемки с применением сонара бокового обзора здесь было закартировано десять таких структур [Gracia et al., 2000] (рис. 2.7). К ним приурочены относительно крупные массивы серпентинизированных ультрамафитов. Массивы имеют куполообразную форму и простираются косо по отношению к рифтовой зоне. Ультраосновной состав пород массивов в пяти случаях подтвержден драгировками и погружениями обитаемых подводных аппаратов. Для остальных он предполагается по зафиксированным в водной толще интенсивным метановым аномалиям с низким отношением  $Mn/CH_4$ .

В пределах одного из массивов (NTO6 на рис. 2.7), на 36°10' с.ш., располагается активное гидротермальное поле Рэйнбоу, продуцирующее интенсивные метановые факелы и сульфидные постройки типа “черных курильщиков” [Богданов и др., 1999; Леин и др., 2000]. Серпентиниты, вмещающие гидротермальные постройки, несут следы хрупкопластических деформаций в интервале температур 350–500 °С [Fouquet et al., 1998].

Непосредственно к северу от массива Рейнбоу, в пределах известного сегмента FAMOUS, на 36°30' с.ш., в 1998 г. было открыто активное гидротермальное



**Рис. 2.7.** Гравиметрическая карта сегмента САХ между разломами Пико и Хейс (33°–39° с.ш.), по [Gracia et al., 2000]

NTO1–NTO10 – ультрабазитовые массивы внутри нетрансформных смещений, установленные по данным драгирования, погружений обитаемых аппаратов и по наличию метановых аномалий с низким отношением  $Mn/CH_4$ . Толстая пунктирная линия показывает южную границу Азорского вулканического плато. Черные вертикальные линии – оси спрединга. На врезке показан район работ

ное поле Салданья, также ассоциирующееся с ультрамафитами [Barriga et al., 1998]. Так же как и поле Лост Сити, оно характеризуется “холодной” разгрузкой гидротермальных источников.

Как полагают Е. Грасиа с соавторами [Gracia et al., 2000], в сегменте САХ между разломами Пико и Хейс выведение ультрамафитов в верхние горизонты коры происходило по пологим, проникающим в верхнюю мантию глубинным срывам (detachment faults), к которым и приурочена разгрузка гидротермальных источников. Т.е. и в данном случае мы имеем дело с областью тектонически расслоенной литосферы.

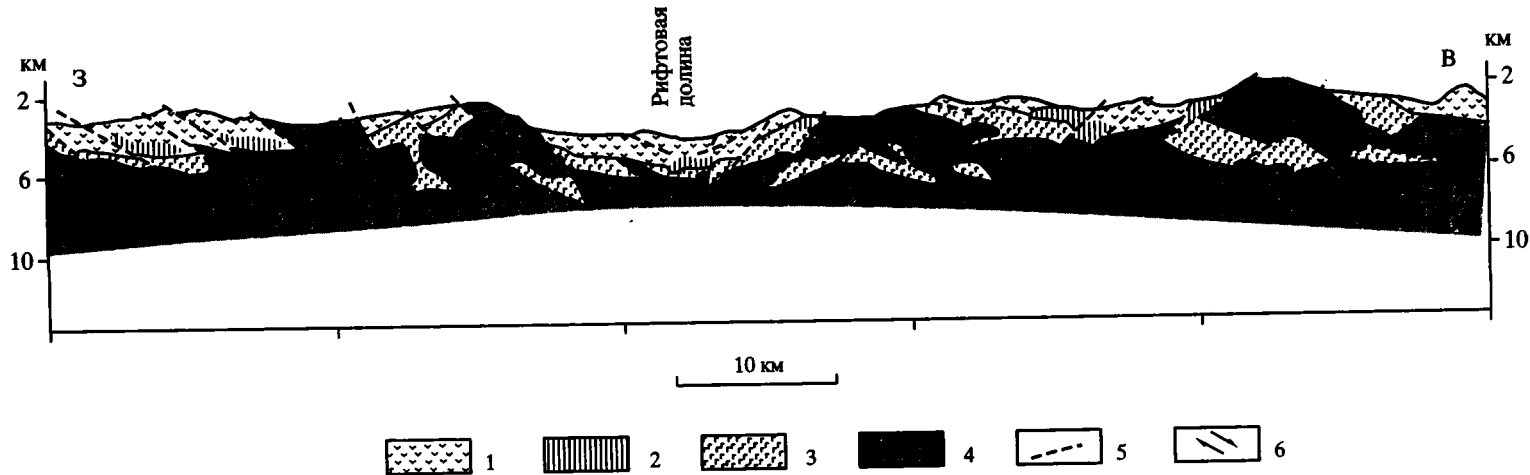
### **Сегмент САХ между разломом Богданова (7°10' с.ш.) и 5° с.ш.**

Проведенные в этом сегменте исследования показали, что он чрезвычайно перспективен в отношении нахождения активных гидротермальных источников, связанных с ультрамафитами.

В основании углового поднятия, расположенного в области восточного сочленения рифт-разлом Богданова, залегают базальты и долериты, а также сланцы, сформировавшиеся при динамометаморфическом преобразовании этих пород. Верхняя часть поднятия сложена ультрамафитами и габброидами. Эти данные позволяют предположить, что угловое поднятие сформировалось при надвиге глубинных пород со стороны рифта на верхнюю, базальтовую, часть разреза океанической коры. Надвигание сопровождалось гидротермальными процессами, в результате которых происходило не только изменение базальтов и долеритов, но и отложение сульфидов [Пушаровский и др., 2002]. Ситуация здесь аналогична той, что имеет место в районах сочленения рифта с разломами Зеленого Мыса и Кейн (см. выше).

Маломощные потоки свежих базальтов слагают только отдельные участки днища рифтовой долины, изливаясь прямо на серпентиниты. В последних внутри рифтовой зоны обособляются относительно крупные тела гарцбургитов, габброидов и долеритов. Процессы тектонического выведения на поверхность дна в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрамафитов фиксируются по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию серпентинового материала до состояния голубых глин [Пейве, Добролюбова и др., 2001]. Часть габброидов сильно деформирована с образованием последовательного ряда структур от высокотемпературного пластического течения до катаклизитов и милонитов, проработанных гидротермальными растворами с образованием амфибола, хлорита, эпидота и т.д. [Пейве и др., 2003]. Такой “хаотичный” разрез океанической коры представляет собой типичный мономиктовый серпентинитовый меланж, присутствующий во многих офиолитовых аллохтонах континентов и континентальных окраин (рис. 2.8). Еще одна особенность рассматриваемого сегмента – широкое распространение рыхлых осадков непосредственно во впадинах рифтовой долины, достигающих мощности в первые десятки метров, что свидетельствует о существовании длительного перерыва в вулканической активности (там же).

В долеритовых порфиритах, габбро-долеритах и серпентинитах, драгированных в области перекрытия отрезков рифтовой долины (overlapping spreading centers) в районе нетрансформного смещения (разлом Сьерра-Леоне) на широте 6°20', в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2000 г. была обнаружена сульфидная минерализация [Мазарович, Добролюбова и др., 2001]. Це-



**Рис. 2.8.** Концептуальный профиль вкрест простирания рифтовой долины в районе  $6^{\circ}30'$  с.ш., по [Пейве и др., 2003]  
 1 – измененные базальты; 2 – долериты; 3 – габбро; 4 – мантийные ультрабазиты и серпентиниты; 5 – тектонические нарушения; 6 – направление перемещения по разломам

ленаправленные поиски гидротермального оруденения в этом районе в 10-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в 2001 г. увенчались успехом: непосредственно южнее разлома Сьерра-Леоне из основания восточного борта глубочайшей (около 5000 м) рифтовой впадины Маркова в большом количестве были подняты метасоматические породы, содержащие прожилковую и гнездовидную сульфидную минерализацию. Протолитом для метасоматитов служили катаклазированные габброиды. Были подняты также фрагменты неокисленной медноколчеданной руды [Пушаровский и др., 2002]. Специфические водород-метановые аномалии с низким отношением  $Mn/CH_4$  здесь пока не обнаружены, но это непременно будет сделано в предстоящих экспедициях при наличии соответствующей аппаратуры.

Таким образом, по целому комплексу признаков данный сегмент САХ является ареной проявления “сухого” спрединга, реализующегося в виде тектонических деформаций при дефиците бюджета магмы. При этом глубинные породы оказались выведенными в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults), проникающим до уровня верхней мантии. Серпентинитовый меланж формировался здесь непосредственно в рифтовой зоне в обстановке растяжения, ориентированного в субширотном направлении, по нормали к оси САХ. Реализующееся при этом тектоническое расслаивание верхней части литосферы сопровождалось серпентинизацией мантийных ультрамафитов и гидротермальной деятельностью с отложением сульфидов. Данный геодинамический режим установился здесь приблизительно 2–2,5 млн тому назад [Пушаровский и др., 2002]. До этого времени в рассматриваемом районе имел место типичный магматический режим спрединга.

Все известные на сегодня в Атлантике и в Мировом океане вообще активные гидротермальные поля, связанные с ультрамафитами, – Логачев на  $14^{\circ}45'$  с.ш., Лост Сити на  $30^{\circ}$  с.ш., Рейнбоу и Салданья между  $36^{\circ}$  и  $37^{\circ}$  с.ш., перспективный на открытие таких полей сегмент САХ между  $7^{\circ}$  и  $5^{\circ}$  с.ш., а также метановые факелы с низким отношением  $Mn/CH_4$  и специфическая сульфидная минерализация приурочены к выходам ультрамафитов в осевой части САХ. Последние тяготеют к участкам “сухого” спрединга и располагаются в областях тектонического расслаивания верхней части литосферы, где мантийные образования выведены в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults). Этот процесс сопровождается разделением молодой океанической коры на серию пологих чешуй и наклонных блоков, при этом глубинные породы выводятся на поверхность дна непосредственно в рифтовых зонах. Кроме того, такие аномалии фиксируются в зонах тектонического скупивания в дистальных частях межрифтовых отрезков зон трансформных разломов, непосредственно в узлах сочленений рифт–разлом. В обоих случаях верхняя часть литосферы оказывается тектонически расслоенной – в рифтовых зонах в условиях растяжения, а в пределах внутренних угловых поднятий – сжатия.

Несколько лет назад А.О. Мазарович и С.Ю. Соколов обратили внимание на то, что гидротермальные поля в САХ тяготеют к участкам рифтовых зон, для которых характерен пониженный фон сейсмичности или полное ее отсутствие (для выборок событий с магнитудой выше 4) [Мазарович, Соколов, 1998]. К этим же участкам часто приурочены нетрансформные смещения (discontinuity) рифтовых долин. Впоследствии эти признаки были положены в основу прогнозирования гидротермальных полей, проявлений сульфидной минерализации и наличия метановых факелов на всем протяжении САХ [Мазарович, Соколов, 2002a]. По мнению этих исследователей, очаги гидротермальной разгрузки располагаются в наиболее стабильных областях, где существуют благо-

приятные условия для устойчивой циркуляции гидротермальных растворов. Этот вывод, вероятно, справедлив только для осевых гидротермальных циркуляционных систем, связанных с базальтами.

Глубинные системы циркуляции гидротермальных растворов, ассоциирующие с ультрамафитами, располагаются в иной геодинамической обстановке. Они формируются в процессе тектонического расслаивания молодой литосферы, сопровождающегося серпентинизацией мантийных пород, в тех участках САХ, где современная вулканическая деятельность отсутствует или имеет очень ограниченное распространение. Это чрезвычайно нестабильные области. Отсутствие сильных землетрясений в них связано с высокой пластичностью серпентинитов, разрядка напряжений в которых должна реализоваться в более слабых и более частых событиях. Регистрация же последних (с магнитудой меньше 4) невозможна из-за удаленности береговых сейсмостанций. Постановка донных сейсмических станций на гидротермальных полях, связанных с ультрамафитами, обеспечила бы регистрацию таких землетрясений. И тогда эти участки, скорее всего, характеризовались бы повышенным фоном сейсмичности.

Интенсивные водород-метановые аномалии с низким отношением  $Mn/CH_4$  можно рассматривать в качестве индикаторов тектонического расслаивания литосферы и эксгумации мантийных ультрамафитов на поверхность дна. Генерация метана и водорода в этих аномалиях связана с серпентинизацией ультрамафитов. В рамках существующих представлений в процессе серпентинизации активную роль играет океанская вода, проникающая по системе открытых трещин в породы низов океанической коры – верхов мантии и трансформирующаяся при этом в высокотемпературный флюид [Богданов, 1997; Дмитриев и др., 2000; и мн. др.]. Вывод мантийных ультрамафитов в верхние горизонты коры, согласно этим представлениям, осуществляется в виде протрузий серпентинитов по системам вертикальных разломов [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; и мн. др.].

Серпентинизация ультрамафитов в океане, как отмечал Н.А. Богданов в конце 70-х годов прошлого столетия, вызвана в основном тектоническими процессами и имеет широкое распространение, будучи обусловлена механизмом скучивания океанической коры [Богданов, 1979]. Сегодня есть все основания полагать, что именно при тектоническом горизонтальном расслаивании океанической коры и верхов мантии происходят масштабные процессы серпентинизации, приводящие в конечном счете к генерации метана и водорода. Формирующиеся при этом надвиги и зоны сдвига (shear zones) способствуют проникновению морской воды в толщу мантийных ультрамафитов в несравнимо большей степени, нежели просто система открытых трещин. Существование последних в статичных условиях в отсутствии горизонтального стресса вообще сомнительно, поскольку увеличение объема ультрамафитов в процессе серпентинизации до 40% неминуемо привело бы к их закрытию. В пользу этого говорят высокие, порядка 100 МПа, значения горизонтального сжимающего стресса в молодой океанической литосфере Атлантики, измеренные *in situ* в известной скважине DSDP 395A, которая была пробурена в районе к югу от разлома Кейн, и находящиеся в соответствии с подобным напряженным состоянием недр надвиговые и взбросовые механизмы очагов землетрясений [Moos, Zoback, 1990]. Кроме того, серпентиниты в областях разгрузки гидротермальных систем всегда интенсивно тектонизированы и расланцованы, а в более массивных разностях обычны катаклаз и милонитизация пород с хорошо выраженными структурами течения и будинажа. Надо полагать, что именно деформации в условиях горизонтального сжимающего стресса приводят к

дегазации серпентинитов. При этом содержащиеся в них легкие газы, такие как водород, метан, углекислый газ, гелий и т.д., вырываются на поверхность дна в виде факелов на участках разгрузки гидротермальных систем, приуроченных к плоскостям надвигов и глубинных срывов.

Большая вероятность подобного сценария следует из изучения офиолитов. Тектонизированные и рассланцованные серпентиниты, мощностью до нескольких сот метров, всегда слагают самые нижние части крупных офиолитовых аллохтонов – фрагментов палеоокеанических структур (Оман, Ньюфаундленд и др.), располагаясь между перекрывающими их ультрамафитовыми милонитами и метаморфической подошвой, образование которой связано с внутриокеаническими надвигами. При этом устанавливается, что серпентинизация ультрамафитов происходила синхронно с их надвиганием, а степень серпентинизации увеличивается вниз по разрезу, по направлению к базальному надвигу.

Мощные субгоризонтальные тектонические зоны сдвига (shear zones) внутри ультрамафитовых массивов, целиком сложенные серпентинитами и образовавшиеся в процессе тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы, присущи многим офиолитовым комплексам. В частности, такие зоны, мощностью до 350 м, выявлены в перидотитах Жозефин в горах Кламат [Coulton et al., 1995]. Ультрамафиты в них подверглись интенсивной тектонической переработке вплоть до образования типичных милонитов со структурами течения и будинажа и разлинцованных и рассланцованных серпентинитов. Серпентиниты прорваны недеформированными диабазовыми дайками, входящими в состав дайкового комплекса. Из этого следует, что образование таких зон предшествовало внедрению даек и происходило на океанической стадии развития, до тектонического становления ультрамафитов в аккреционной структуре гор Кламат. Серпентинизация верхнемантийных ультрамафитов в зонах сдвига происходила вблизи осевой части срединно-океанического хребта в процессе амагматического растяжения в отсутствии магматической камеры при температурах  $< 350\text{ }^{\circ}\text{C}$  (там же). По мнению авторов данного исследования, серпентинизация такого типа является важнейшей особенностью медленноспрединговых хребтов вообще. Другими словами, речь идет о непосредственной связи серпентинизации с тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований.

Таким образом, и в Атлантике, и в офиолитовых комплексах – фрагментах литосферы палеоокеанических бассейнов – масштабные процессы серпентинизации непосредственно связаны с тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований в осевой части срединно-океанического хребта и, в конечном счете, с формированием гидротермальных минералообразующих систем, продуцирующих специфические метановые аномалии с низким отношением  $\text{Mn}/\text{CH}_4$ .

Могут ли гигантские объемы водорода и метана, образующиеся в процессе тектонического расслаивания литосферы осевой части САХ, формировать скопления углеводородов, в которых обеспечивалась бы их сохранность? Как показали А.Ю. Леин с соавторами [Леин и др., 2000], часть этих абиогенно синтезированных газов при взаимодействии морской воды с гарцбургитом вместе с  $\text{H}_2\text{S}$  выходит в составе флюидов на поверхность дна. Сероводород и водород гидротермальных растворов полностью утилизируются специфической хемоавтотрофной и гетеротрофной микрофлорой вблизи выходов источников на дне. Метан, наоборот, – очень устойчивое соединение, и скорость его окисления в водной толще океана, возможного только при участии метаноокисляющих бактерий, очень невелика (там же). По всей видимости, большие его объемы разносятся придонными течениями, поскольку аномально высокие концентрации

метана в придонных слоях воды отмечаются на большом (до 2000 км) удалении от мест истечения флюидов [Bougault et al., 1998]. Кроме того, значительная часть метана выделяется в атмосферу, способствуя разрушению озонового слоя [Сорохтин и др., 2001]. По этим причинам вероятность нахождения крупных скоплений углеводородов в коре Срединно-Атлантического хребта весьма мала. И все же, при наличии соответствующих ловушек они могут присутствовать в областях тектонически расслоенной литосферы. Чешуйчато-надвиговое строение зон трансформных разломов, в первую очередь внутренних угловых поднятий в узлах сочленений рифт-разлом и прилегающих сегментов рифтовых долин, создает необходимые предпосылки для образования ловушек поднадвигового типа и прогнозирования скоплений углеводородов, по стилю формирования сходных с "подфундаментной" нефтью Б.А. Соколова [Соколов, 2001].

Для проверки такого предположения необходимо пробурить хотя бы несколько скважин в трансверсивных хребтах зон трансформных разломов. Первая, и пока единственная, такая скважина (скв. ODP 735B) в Индийском океане, пробуренная в зоне разлома Атлантис-II в Юго-Западном Индийском хребте, прошла 1500 м по габброидам и выявила элементы тектонического сдвигания разреза третьего слоя и участие в покровной структуре хребта серпентинизированных ультрамафитов. Однако последние располагаются не внутри пакета литопластин, а слагают тектонические останцы в кровле разреза [Разницин, 2002].

Аналогичная ситуация имеет место и в офиолитах – палеоаналогах молодых (медленноспрединговых) океанов. Месторождения нефти и газа в них пока не обнаружены. Причина этого кроется не только в отсутствии промышленных залежей, но и в том, что работы по их поискам ведутся недостаточно активно. При этом хорошо известны различные нефтегазопроявления в областях развития офиолитов на Сахалине, Камчатке и во многих других регионах. Присутствие метана и водорода установлено в офиолитовых серпентинитах Омана [Neal, Stanger, 1983], Орегона [Poreda et al., 1990] и Филиппинских островов [Abrajano et al., 1988].

Таким образом, устанавливаются не только пространственные связи между крупными выходами ультрамафитов на поверхность океанского дна и наличием гидротермальных растворов и флюидов, обогащенных водородом и метаном, но и структурно-генетические: водород-метановые аномалии, образовавшиеся в процессе серпентинизации ультрамафитов, непосредственно связаны с районами тектонически расслоенной литосферы. Последние установлены не только в осевой части САХ, но и в смежных глубоководных котловинах, в пределах океанских поднятий и на периферии Атлантики, вдоль пассивных континентальных окраин [Разницин, 1995]. Все это может значительно расширить круг поисков углеводородного сырья в океане.

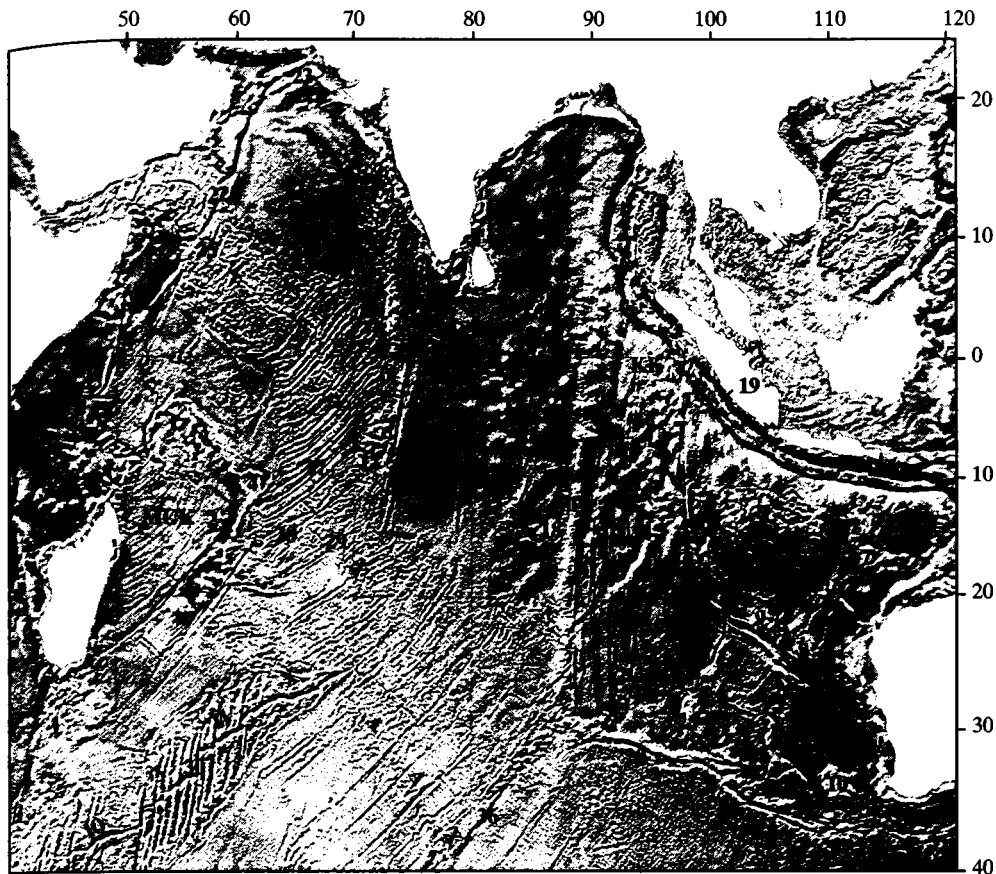
Изучение процессов, в первую очередь тектонических, приводящих в конечном счете к формированию углеводородных скоплений не только в осадочных бассейнах на шельфах и континентальных склонах, но и в центральных районах Атлантики, позволит оценить ресурсный потенциал Атлантического океана как возможный резервный источник энергоносителей в XXI в. Существенная роль в этих исследованиях должна быть отведена геодинамическому районированию на основе комплексных геолого-геофизических работ, детализации условий тектонического расслаивания литосферы и определению коровых и мантийных составляющих процесса серпентинизации.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В отличие от Атлантического океана, облик которого определяется простирающимся в срединной части Срединно-Атлантическим хребтом, Индийский океан характеризуют весьма прихотливый общий контур и резко выраженная структурная внутренняя рассогласованность, что составляет главную специфическую особенность данного океана, отраженную в различной структуре его западной, центральной и южной областей [Пушаровский, 1995, 2001]. Дигармоничный характер тектоническому плану придает трехлучевое строение системы спрединговых хребтов, сочленяющихся в западной части океана в районе тройного сочленения Родригес.

Степень изученности этого молодого океана значительно уступает Атлантическому, однако, судя по многочисленным публикациям, он является настоящим полигоном для плейттектонических построений. Тектонические публикации по Индийскому океану исчисляются очень небольшим количеством работ. Однако в последние годы тектонические нарушения и деформации океанической литосферы начали снова привлекать к себе внимание. В этом плане необходимо отметить большую роль работ А.И. Пилипенко [1992, 1994, 1997а, б, 1998 и др.]. При этом выяснилось, что тектоническая расслоенность литосферы здесь проявлена ничуть не менее, чем в Атлантике. При рассмотрении областей тектонического расслаивания литосферы мы будем опираться в основном на схему тектоники Индийского океана, составленную Ю.М. Пушаровским [1995]. Все основные тектонические элементы этой схемы для удобства последующего изложения нанесены на карту гравиметрических аномалий У. Смита и Д. Сандвелла [Smith, Sandwell, 1997] (рис. 3.1).





**Рис. 3.1.** Морфотектоническая схема северной части Индийского океана. Составлена на основе гравиметрической карты [Sandwell, Smith, 1997] и схемы тектоники Индийского океана [Пушаровский, 1995]

Срединговые хребты: АИХ – Аравийско-Индийский; ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский; ААХ – Австрало-Антарктический. Глубоководные котловины: СК – Сомалийская; АК – Аравийская; МСК – Маскаренская; ЦК – Центральная; КК – Кокосовая; ЗАК – Западно-Австралийская; КВК – Кювье; ПК – Пертская. Абиссальные равнины: РГ – Гаскойн; РА – Арго. Фрагменты континентальной коры (поднятия): 1 – Мадагаскарское; 2 – Маскаренское; 3 – Сейшельский блок; 4 – блок Сайя де Малья; 5 – Лаккадивское; 6 – Коморин; 7 – Эксмут; 8 – Кювье; 9 – Зенит (Валлаби); 10 – Натуралистов; 11 – Брокен. Океанические поднятия разных типов: 12 – Чагос; 13 – хребет 79°; 14 – Восточной-Индийский хребет (хребет 90°); 15 – Кокосовое. Тектоновулканические поднятия: 16 – Афанасия Никитина; 17 – Ланка; 18 – плато Осборн. Глубоководные желоба разных типов: 19 – Зондский; 20 – Оби, 21 – Диамантина. Разрывные нарушения (некоторые разломы и их системы): 22–24 – система разлома Оуэн: 22 – собственно разлом Оуэн, 23 – хребет Меррей, 24 – хребет Чейн; 25 – разлом Академика Вернадского; 26 – Витязь; 27 – Вима; 28 – Арго; 29 – Мария Целеста; 30 – Атлантис II; 31 – 90°; 32 – 91°; 33 – 92°; 34 – 94°; 35 – Инвестигейтор; 36 – Амстердам

## **ЗОНА МОЛОДЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

Наиболее выразительные проявления деформаций сжатия океанской литосферы наблюдаются в центре Индийского океана, довольно далеко от предполагаемых границ литосферных плит. Это широко известная зона внутриплитных деформаций, открытая еще в начале 70-х годов [Eittrein, Ewing, 1972; et al.]. Основной отличительной чертой зоны деформаций являются молодые и современные складчатые деформации осадков и кровли фундамента разных масштабов, выявленные в Центральной котловине. По результатам глубоководного бурения (скв. ODP 717–719) определен возраст главной фазы этих деформаций: четкое структурное несогласие между недеформированными и деформированными осадками Бенгальского конуса выноса маркирует позднемiocеновый (7–7,5 млн лет) импульс деформации [Cochran, 1990]. Структура деформированной части осадочного разреза, в том числе и самых его верхов, свидетельствует о последующих эпизодических проявлениях деформаций сжатия.

Обширнейшая библиография по внутриплитным деформациям Индийского океана посвящена прежде всего изучению естественных геофизических полей. Зона хорошо изучена сейсмическими методами в модификациях как преломленных, так и отраженных волн. Данные о вещественном составе пород носят ограниченный характер, поскольку основная область распространения деформаций располагается в пределах глубоководных впадин, дно которых покрыто осадками, а выходы на поверхность коренных пород приурочены только к выступам фундамента в пределах отдельных поднятий и разломных структур.

Весомый вклад в изучение зоны деформаций внесли ученые Института океанологии АН СССР (РАН) [Левченко и др., 1985; Казьмин, Левченко, 1987; Neprochnov et al., 1988; Вержбицкий 1991; Вержбицкий, Лобковский, 1993; Непрочнов, Буравцев, 1995; Непрочнов и др., 1997; Сборщиков, 1998; Левченко и др., 1999; Левченко, Милановский, 1999; Левченко, Вержбицкий, 2000, 2002]. В 90-е годы работы проводились совместно с индийскими коллегами. Результаты этих исследований сведены в монографии “Intraplate Deformation in the Central Indian Ocean Basin” [Neprochnov, Gopala Rao et al., 1998].

Обобщение геофизических данных позволило в первом приближении оконтурить область молодых и современных деформаций осадочного чехла и фундамента. Эта область захватывает северные части Центральной и Кокосовой котловин и разделяющего их Восточно-Индийского хребта и простирается в широтном направлении от Мальдивского хребта на западе до Зондского желоба на востоке [Левченко, Вержбицкий, 2000]. Другие исследователи западную границу области проводят по оси Аравийско-Индийского хребта, а вся зона в виде гигантской клиновидной полосы, расширяющейся в восточном направлении, протягивается на расстояние до 3500 км между 10° с.ш. и 10° ю.ш., без четких морфологических границ на севере и юге (рис. 3.2).

Современная тектоническая активность области внутриплитных деформаций отражается во всех геофизических полях. Здесь отмечается необычно высокая сейсмичность [Bergman, Solomon, 1985; Petroy, Wiens, 1989; и др.]. Аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе в зоне деформаций в Центральной котловине составляют 30–80 мГал и коррелируются с поднятиями фундамента [Weissel, Haxby, 1984; Weissel et al., 1980; Stein et al., 1989; Вержбицкий, Лобковский, 1993].

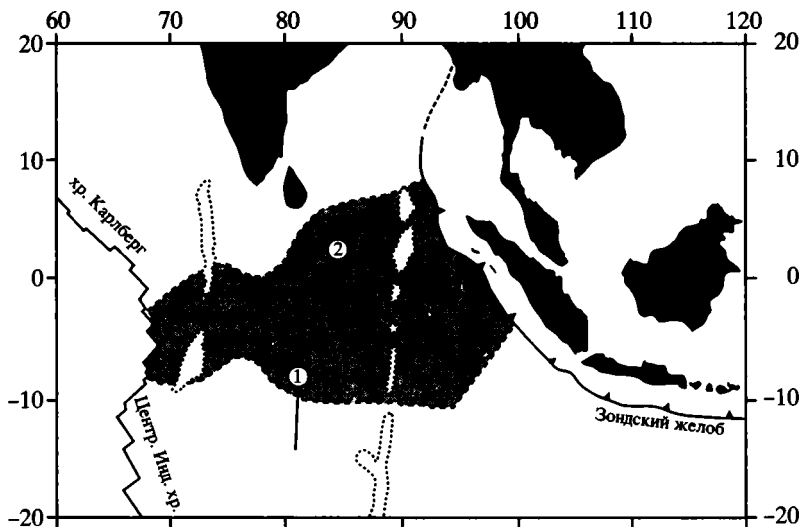


Рис. 3.2. Схема расположения зоны внутриплитных деформаций Индийского океана и профилей МОГТ, по [Chamot-Rooke et al., 1993]

1, 2 – профили МОГТ, фрагменты которых приведены на рис. 3.7

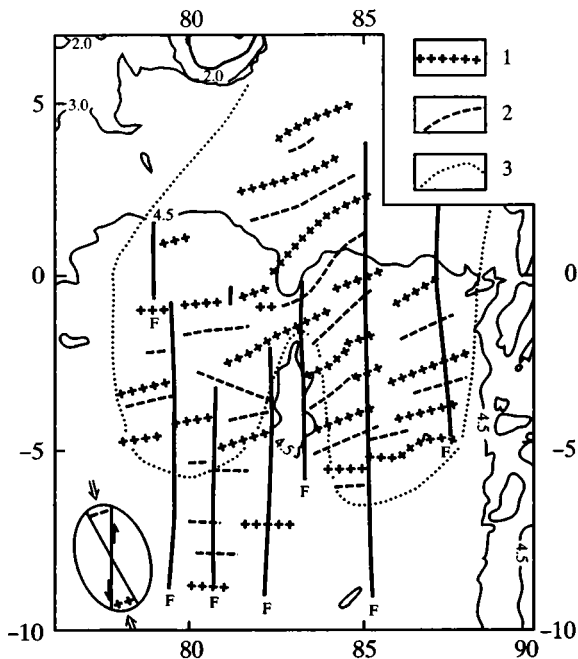
Сводовые поднятия фундамента создают также локальные аномалии геоида, величина которых составляет несколько метров [Weissel et al., 1980]. Южнее п-ова Индостан выделяется самая большая в глубоководных котловинах Мирового океана отрицательная аномалия Фая (до 60 мГал), а также крупнейшая депрессия поверхности геоида. Последняя “продавлена” вниз по отношению к сфероиду приблизительно на 100 м [Кропоткин, Ефремов, 1991].

Аномально высокие значения теплового потока указывают на значительную степень подвижности всей области в целом [Stein, Okal, 1978; Singh, 1988; Вержбицкий, Лобковский, 1993; и др.]. Самые большие значения порядка 200 мВт/м<sup>2</sup> и выше, сконцентрированы в Центральной котловине в субширотной полосе между экватором и 5° ю.ш. [Вержбицкий, 2000].

Основными элементами зоны деформаций в целом являются крупные ундуляции рельефа: протяженные пологие сводовые поднятия субширотного и северо-восточного простираний, шириной 100–200 км и высотой 1–1,5 км, и разделяющие их депрессии.

Среди структурных элементов области деформаций заметное место занимает грандиозный Восточно-Индийский хребет, а также целая система субмеридиональных разломов. Последние рассматриваются в качестве древних трансформных разломов, поскольку в пределах Центральной и Кокосовой котловин выявлены широтно ориентированные линейные магнитные аномалии, соответствующие возрастному интервалу 85–42 млн лет (сантон – средний эоцен). Магнитные аномалии смещаются этими разломами, большая часть из которых имеет свои собственные названия, чаще всего подчеркивающие их положение относительно географической долготы. С запада на восток это разломы: Индранни, Индира, разломы 86°, 88°, 90°, 91°, 92°, 94°, 96°, 98°.

Первую структурную схему области внутриплитных деформаций в Центральной котловине по результатам непрерывного сейсмического профилирования и гравиметрической съемки составили сотрудники Ламонтской обсерватории (США) [Weissel et al., 1980]. По мере накопления региональных



**Рис. 3.3.** Тектоническая схема зоны внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана, по [Bull, Scrutton, 1992]

1, 2 – оси крупных ундуляций фундамента: 1 – оси сводовых поднятий, 2 – оси депрессий; 3 – граница распространения осадков Бенгальского конуса выноса. F – основные меридиональные разломы. В левом нижнем углу – эллипсоид деформаций по данным решений очагов землетрясений

геолого-геофизических данных эта схема уточнялась и видоизменялась [Geller et al., 1983; Leger, Loudon, 1990; Bull, Scrutton, 1992] (рис. 3.3). На детальных тектонических схемах выделяются структуры более высокого порядка, подчеркивающие мозаично-блоковое строение отдельных участков с упорядоченным или хаотическим расположением различно

деформированных блоков коры [Непрочнов et al., 1988; Левченко, 1990; Непрочнов, Буравцев, 1995; Левченко, Милановский, 1999; Вержбицкий, 2000].

### Центральная котловина

В качестве примера приведем тектоническую схему области внутриплитных деформаций в Центральной котловине, составленную Ю.П. Непрочновым с соавторами по данным непрерывного сейсмического профилирования (рис. 3.4). Основными структурными элементами схемы являются приподнятые интенсивно деформированные блоки, чередующиеся с менее деформированными.

Деформации подразделяются на два типа [Непрочнов, Буравцев, 1995].

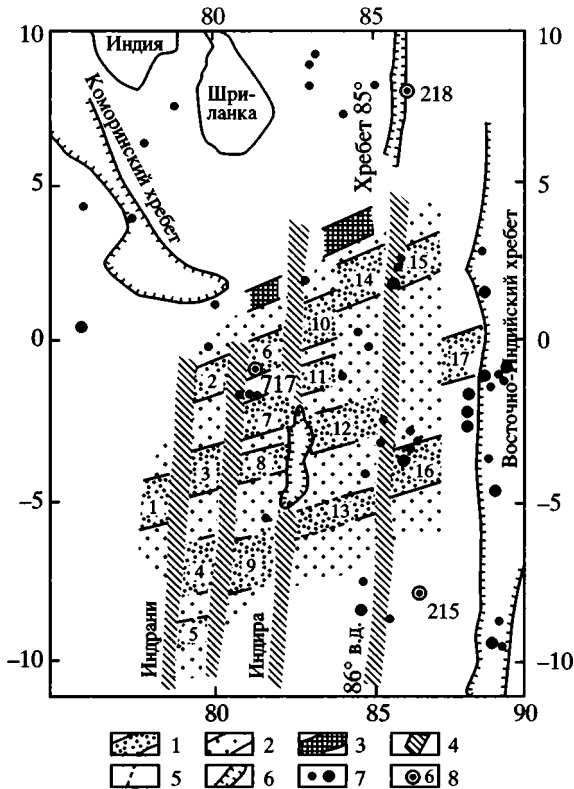
К первому относятся антиклинальные поднятия фундамента шириной 100–200 км и высотой 1–1,5 км, крылья которых осложнены системами взбросов противоположной вергентности – в пределах южных и северных склонов они наклонены, соответственно, на север и на юг. В рельефе дна деформации выражены возвышенностями высотой до 500 м. Своды и крылья поднятий осложнены многочисленными крутопадающими разломами, амплитуда смещения по которым нередко составляет несколько сот метров. Над поднятыми блоками осадки флексурно изогнуты, нарушены разломами, образуют асимметричные антиклинальные складки, зачастую выраженные в рельефе дна (рис. 3.5).

Второй тип деформаций представлен зонами сближенных крутопадающих разломов (взбросов) в фундаменте, над которыми осадки также резко изогнуты и образуют асимметричные складки шириной 3–5 км.

На временных разрезах НСП все эти разломы действительно выглядят как крутые взбросы. В данном случае, как и во многих других, где рассматриваются материалы непрерывного сейсмического профилирования, нередко не учитывается обусловленное особенностями метода (профилирование ведется на

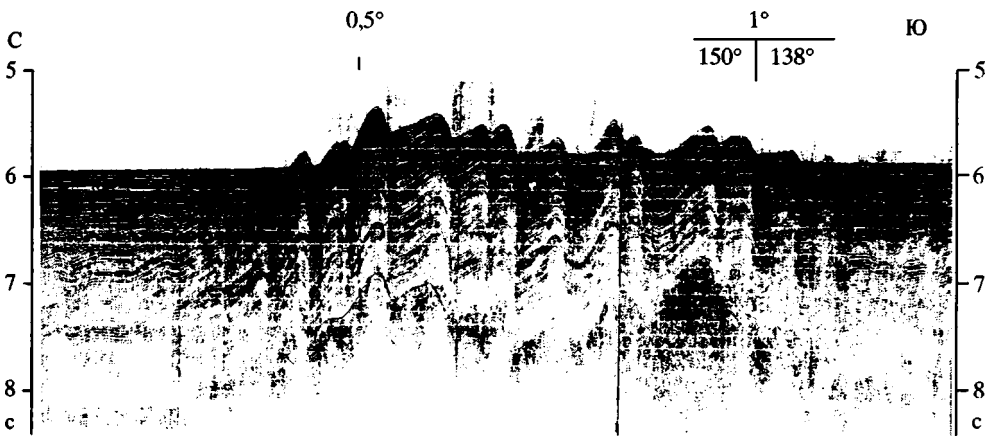
**Рис. 3.4.** Тектоническая схема области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана, по [Непрочнов, Буравцев, 1995]

1–3 – блоки коры: 1 – с интенсивно деформированным фундаментом и осадочной толщей и их номера, 2 – слабо деформированные, 3 – с деформированным фундаментом и недеформированной осадочной толщей; 4 – основы зоны разломов (трансформные разломы); 5 – границы интенсивно деформированных блоков; 6 – границы хребтов; 7 – эпицентры землетрясений; 8 – скважины глубоководного бурения и их номера



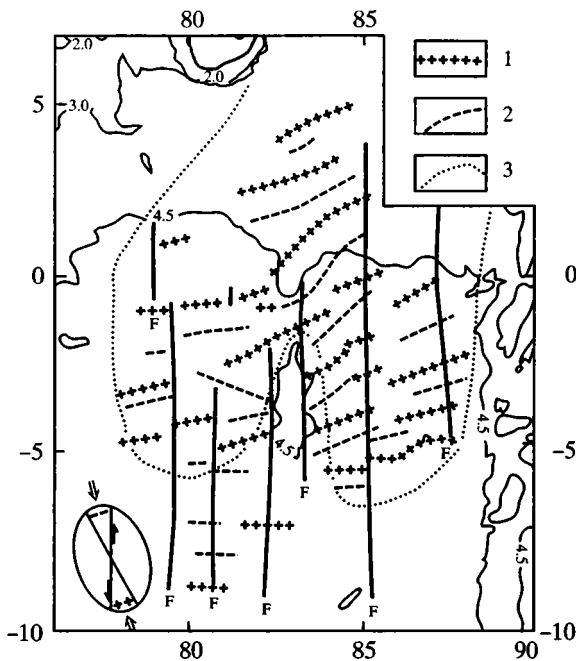
**Рис. 3.5.** Фрагмент регионального профиля непрерывного сейсмического профилирования в Центральной котловине, по [Neprochnov, Gorala Rao et al., 1998]

Крупное поднятие фундамента, выраженное в рельефе дна. Слои осадков смяты в систему узких асимметричных складок, нарушенных крутонападающими взбросами. Превышение горизонтального масштаба над вертикальным 1 : 20



больших скоростях судна, порядка 10 узлов) превышение горизонтального масштаба над вертикальным приблизительно в 20 раз. При перестройке профилей в реальный масштаб наклон отдельных “взбросов” уменьшится до первых десятков градусов, и тогда можно говорить только о пологих надвигах.

Именно такая картина свойственна профилям многоканального сейсмического профилирования МОГТ, где превышение масштабов незначительно и составляет приблизительно 1 : 1,5. Поэтому вполне закономерно, что первые фактические доказательства существования надвигов в океанической коре рас-



**Рис. 3.3.** Тектоническая схема зоны внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана, по [Bull, Scrutton, 1992]

1, 2 – оси крупных ундуляций фундамента: 1 – оси сводовых поднятий, 2 – оси депрессий; 3 – граница распространения осадков Бенгальского конуса выноса. F – основные меридиональные разломы. В левом нижнем углу – эллипсоид деформаций по данным решений очагов землетрясений

геолого-геофизических данных эта схема уточнялась и видоизменялась [Geller et al., 1983; Leger, Loudon, 1990; Bull, Scrutton, 1992] (рис. 3.3). На детальных тектонических схемах выделяются структуры более высокого порядка, подчеркивающие мозаично-блоковое строение отдельных участков с упорядоченным или хаотическим расположением различно

деформированных блоков коры [Непрочнов et al., 1988; Левченко, 1990; Непрочнов, Буравцев, 1995; Левченко, Милановский, 1999; Вержбицкий, 2000].

### Центральная котловина

В качестве примера приведем тектоническую схему области внутриплитных деформаций в Центральной котловине, составленную Ю.П. Непрочновым с соавторами по данным непрерывного сейсмического профилирования (рис. 3.4). Основными структурными элементами схемы являются приподнятые интенсивно деформированные блоки, чередующиеся с менее деформированными.

Деформации подразделяются на два типа [Непрочнов, Буравцев, 1995].

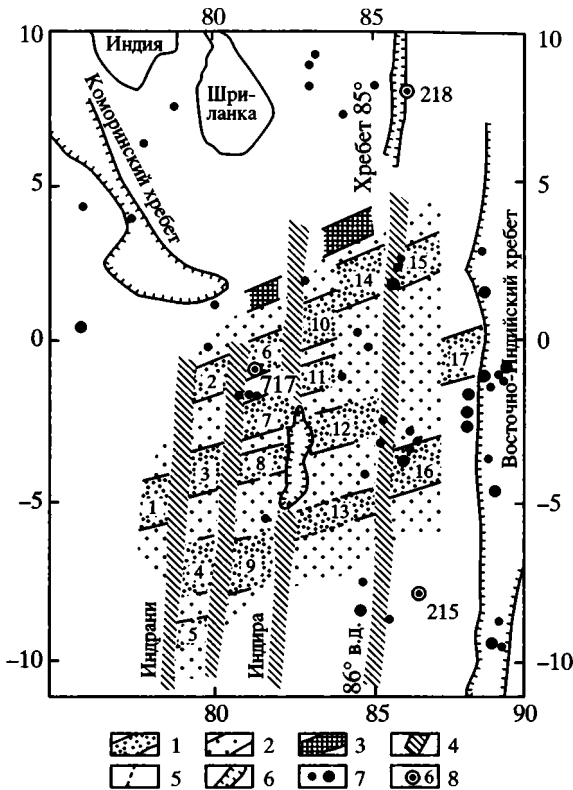
К первому относятся антиклинальные поднятия фундамента шириной 100–200 км и высотой 1–1,5 км, крылья которых осложнены системами взбросов противоположной вергентности – в пределах южных и северных склонов они наклонены, соответственно, на север и на юг. В рельефе дна деформации выражены возвышенностями высотой до 500 м. Своды и крылья поднятий осложнены многочисленными крутопадающими разломами, амплитуда смещения по которым нередко составляет несколько сот метров. Над поднятыми блоками осадки флексурно изогнуты, нарушены разломами, образуют асимметричные антиклинальные складки, зачастую выраженные в рельефе дна (рис. 3.5).

Второй тип деформаций представлен зонами сближенных крутопадающих разломов (взбросов) в фундаменте, над которыми осадки также резко изогнуты и образуют асимметричные складки шириной 3–5 км.

На временных разрезах НСП все эти разломы действительно выглядят как крутые взбросы. В данном случае, как и во многих других, где рассматриваются материалы непрерывного сейсмического профилирования, нередко не учитывается обусловленное особенностями метода (профилирование ведется на

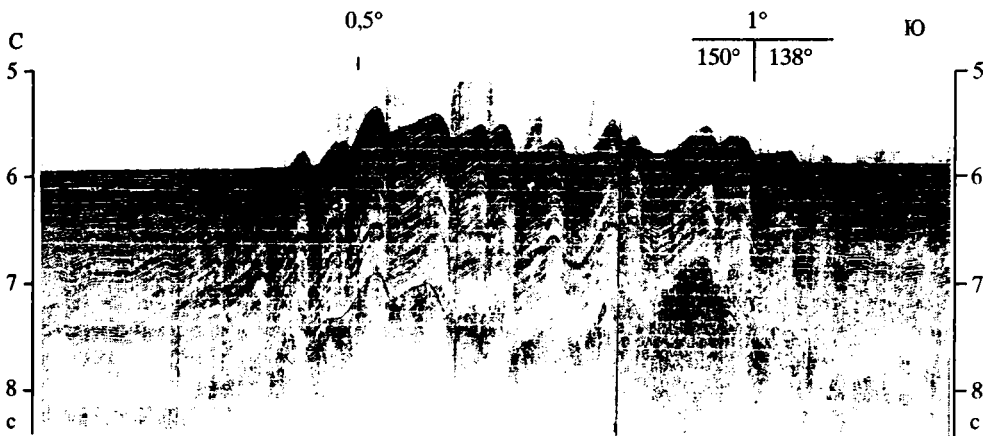
**Рис. 3.4.** Тектоническая схема области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана, по [Непрочнов, Буравцев, 1995]

1–3 – блоки коры: 1 – с интенсивно деформированным фундаментом и осадочной толщей и их номера, 2 – слабо деформированные, 3 – с деформированным фундаментом и недеформированной осадочной толщей; 4 – основные зоны разломов (трансформные разломы); 5 – границы интенсивно деформированных блоков; 6 – границы хребтов; 7 – эпицентры землетрясений; 8 – скважины глубоководного бурения и их номера



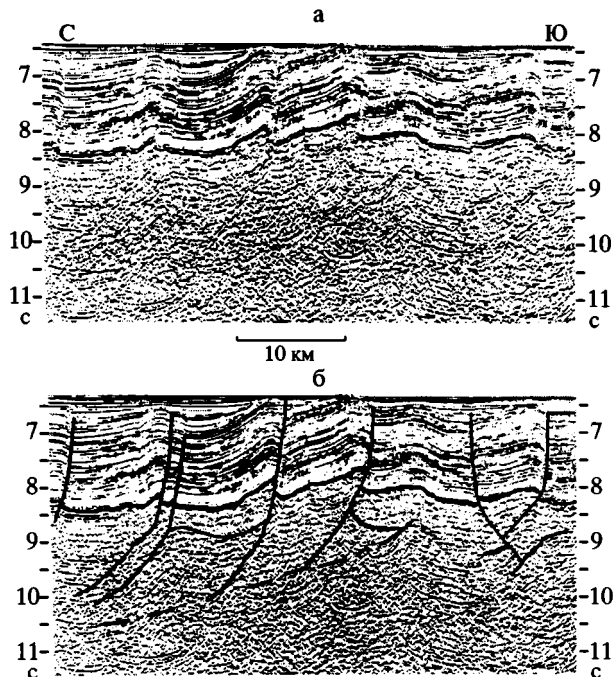
**Рис. 3.5.** Фрагмент регионального профиля непрерывного сейсмического профилирования в Центральной котловине, по [Непрочнов, Gopala Rao et al., 1998]

Крупное поднятие фундамента, выраженное в рельефе дна. Слои осадков смяты в систему узких асимметричных складок, нарушенных крутопадающими взбросами. Превышение горизонтального масштаба над вертикальным 1 : 20



больших скоростях судна, порядка 10 узлов) превышение горизонтального масштаба над вертикальным приблизительно в 20 раз. При перестройке профилей в реальный масштаб наклон отдельных “взбросов” уменьшится до первых десятков градусов, и тогда можно говорить только о пологих надвигах.

Именно такая картина свойственна профилям многоканального сейсмического профилирования МОГТ, где превышение масштабов незначительно и составляет приблизительно 1 : 1,5. Поэтому вполне закономерно, что первые фактические доказательства существования надвигов в океанической коре рас-



**Рис. 3.6.** Взбросо-надвиговые деформации в чехле и фундаменте в Центральной котловине, по [Bull. Scrutton, 1992]

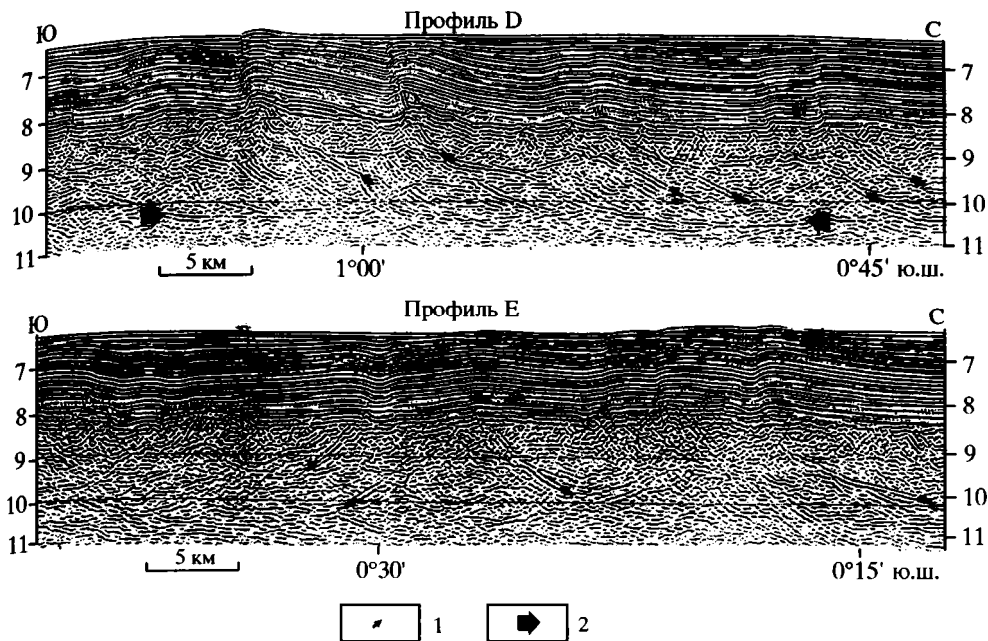
а – профиль МОГТ, б – его интерпретация. Углы наклона разрывов в фундаменте составляют 30–40°, в осадках они более 60°. Глубинный срыв наклонен под углом 17–18°

смаатриваемого региона приведены именно на таких профилях [Bull, 1990; Bull, Scrutton, 1992], хотя их широкое распространение здесь подчеркивалось многими исследователями, в том числе и автором данной работы [Neprochnov et al., 1988; Пушаровский, Разницын, Соколов, 1991; Левченко, Милановский, 1999].

На фрагменте профиля МОГТ (рис. 3.6) хорошо видно, как субвертикальные взбросы в осадках (угол наклона более 65°) постепенно выполаживаются до 30–40° в коровой части разреза и на уровне 8,5–10,5 с срезаются пологим глубинным срывом. Такие выполаживающиеся с глубиной разломы, наклоненные в северном и южном направлениях, интерпретировались в качестве листрических, сформировавшихся на ранней стадии формирования коры в процессе спрединга. Образование крутых взбросов в осадках произошло в результате реактивизации листрических разломов в твердой коре во время интенсивного сжатия на неотектоническом этапе, когда и сформировалась зона внутриплитных деформаций.

Отчетливая картина надвигов в Центральной котловине дана на глубинных сейсмических профилях, помещенных в работе [Chamot-Rooke et al., 1993]. Основной профиль МОГТ пересекает всю зону деформаций в меридиональном направлении по 81° в.д. на расстоянии 2100 км. К востоку от основного профиля в центральной части зоны деформаций были выполнены еще два более коротких (300 и 400 км). На фрагментах профилей также хорошо видно, что в осадочном слое разрывы субвертикальны либо круто наклонены на север. В отдельных случаях отмечаются встречные смещения. В твердой коре (в фундаменте) они выполаживаются до 30° и менее, прослеживаясь на 5–10 км по латерали до глу-





**Рис. 3.7.** Фрагменты профилей МОГТ в Центральной котловине, по [Chamot-Rooke et al., 1993]

1 – отражающие горизонты в коре; 2 – положение поверхности М. На профиле D отражающие горизонты наклонены на север и на уровне 10–10,5 с срезаются субгоризонтальной поверхностью М; эти горизонты прослеживаются в осадках в виде крутых взбросов; на профиле E видны отражающие горизонты, наклоненные как на север, так и на юг

бин порядка 10 с, и сливаются с субгоризонтальной поверхностью М (рис. 3.7). На региональном профиле насчитывается всего 134 разлома, при этом 42 из них имеют именно такую конфигурацию. В твердой коре вообще фиксируются преимущественно пологие разрывы, причем основная их масса наклонена под углом 30–40°. Заметим, что это истинные углы наклона, поскольку временные разрезы построены с учетом реальных скоростей продольных сейсмических волн в коровом разрезе (от 5 км/с в кровле разреза до 7 км/с в его подошве), измеренных при исследовании преломленными волнами [Leger, Louden, 1990], а простираение плоскостей разрывов перпендикулярно линии профиля.

Количество субвертикальных разломов (взбросов) в пределах профиля увеличивается по направлению с юга на север. Изменения полярности надвигов в твердой коре контролируются крупными ундуляциями рельефа и акстического фундамента зоны деформаций с длиной волны около 230 км [Chamot-Rooke et al., 1993]. В южной части зоны деформаций наибольшим распространением пользуются надвиги, наклоненные на север, а в ее центральных участках – на юг. В северной части зоны, там, где дизъюнктивные деформации выражены максимально, имеет место сосуществование тех и других, хотя наклоны в северном направлении все же преобладают. Подсчитанное по конкретным надвигам минимальное значение укорочения литосферы по основному профилю МОГТ составляет 2,5–4,3% на расстоянии 900 км (там же).

Работы на длинном региональном профиле позволили более-менее точно определить северную и южную границы зоны молодых деформаций, затрагивающих осадочный слой. На южном и северном концах меридионального профи-

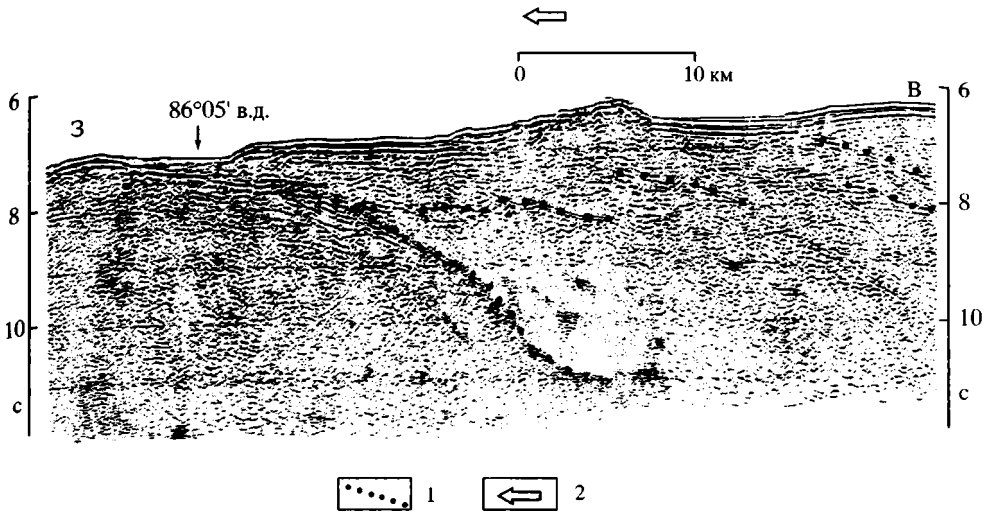
ля (в районе 14° ю.ш. и вблизи южной оконечности о-ва Шри-Ланка, соответственно) деформации в фундаменте и в осадках отсутствуют, а максимальное их количество сосредоточено в интервале от 8° ю.ш. до экватора. К северу от экватора отмечается незначительное количество пологих наклонных горизонтов. Взбросы фиксируются между экватором и 4° с.ш. Разломы, установленные на разрезах НСП, отмечаются вблизи о-ва Шри-Ланка, на 5 и 6° с.ш. Таким образом, деформации сжатия в виде надвигов в твердой коре и взбросов в осадках сконцентрированы к югу от экватора, севернее экватора они проявлены слабее.

Наличие систем пологих субширотных надвигов в Центральной котловине подтверждается сейсмологическими данными – оси сжимающих напряжений наиболее сильных землетрясений в зоне деформаций занимают положение, близкое к горизонтальному и в большинстве случаев ориентированы поперек этой полосы в направлении СЗ-ЮВ [Weissel et al., 1980; и др.]. При этом деформациями здесь может быть затронута не только кора и верхняя мантия, но и вся литосфера в целом [Bergman, Solomon, 1985; Шеменда, 1989]. Опять-таки по сейсмологическим данным, в районе южнее п-ова Индостан, где геонид “продавлен” вниз по отношению к сфероиду, в очагах землетрясений на глубине нескольких десятков километров наблюдаются очень высокие (до 20 кбар) скалывающие напряжения [Singh, 1988]. Разработана модель, в которой эта крупнейшая депрессия поверхности геоида рассматривается как результат горизонтального сжатия литосферы, ориентированного по направлению ССЗ-ЮЮВ [Zuber, 1987]. Горизонтальный стресс при этом может достигать колоссальных давлений в сотни мегапаскаль (там же).

В результате площадных сейсмических съемок НСП, выполненных НПО “Южморгеология” на Маскаренско-Австралийском геотраверзе, получена информация об особенностях геологического строения Центральной котловины на широте 10–18° ю.ш. между меридианами 85° и 90° в.д. Анализ полученных материалов показал, что деформации сжатия в Центральной котловине широко развиты вплоть до 18° ю.ш. Здесь наметилась ЮЗ-СВ зональность пространственного положения разрывных нарушений, дискордантно по отношению к древнему спрединговому структурному плану характеризующемуся субширотным простираем линейных магнитных аномалий [Пилипенко, Корсаков, 1992].

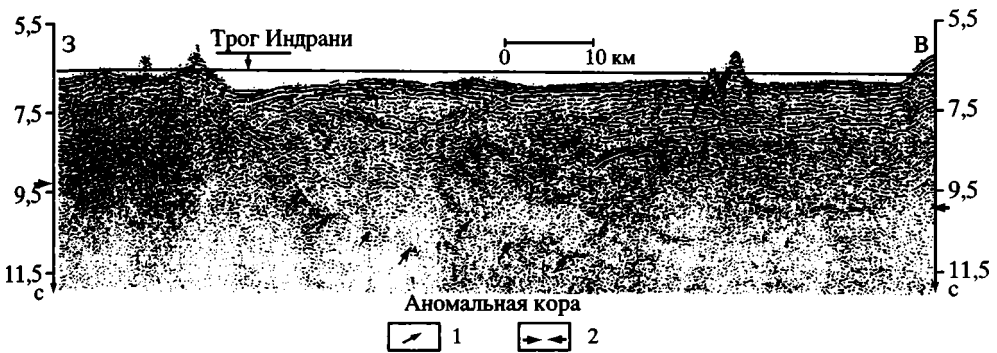
Анализ материалов МОГТ в этом регионе позволил оценить структурный стиль деформаций и характер тектонической расслоенности на всю глубину корового разреза [Пилипенко, 1994]. При этом наиболее примечательной особенностью глубинного строения является наличие на временных разрезах серий наклонных осей синфазности, отвечающих протяженным негоризонтальным плоскостям. Они расслаивают весь коровый разрез на тектонические пластины. Наблюдается усиление тектонической расслоенности вблизи зон разломов. Так, в зоне разлома 85° в.д., как с востока, так и с запада, наблюдается выполаживание и расщепление наклонных отражающих горизонтов вблизи поверхности М.

На рис. 3.8 приведен пример строения океанической коры на участке между разломами 85° и 90° в.д., где надвиговый стиль деформаций в осадочном чехле и околоповерхностной структуре фундамента первоначально был установлен по данным площадной съемки НСП [Пилипенко, Корсаков, 1992]. На фрагменте широтного профиля МОГТ наиболее выразительно выделяются две тектонические пластины, надвинутые одна на другую. В структурном отношении фронт верхней пластины представляет собой остроугольный клиновидный блок, рассеченный пологими надвигами второго порядка, часть из которых затухает, не до-



**Рис. 3.8.** Мигрированный фрагмент временного разреза по профилю МОГТ, иллюстрирующему надвиговые дислокации в Центральной котловине на широте  $11^{\circ}50'$  ю.ш. (между разломами  $85^{\circ}$  и  $90^{\circ}$  в.д.), по [Пилипенко, 1994]

1 – наиболее динамически выраженные поверхности надвигов консолидированной коры; 2 – направление сжатия



**Рис. 3.9.** Фрагмент мигрированного разреза по профилю ГСП–МОГТ через зону разлома Индрани, по [Коган, Пилипенко, 1997], с изменениями

1 – наклонные отражения в нижней части аномальной коры; 2 – положение поверхности М для участков с нормальным типом коры

стигая поверхности фундамента. Плоскость основного надвига рассекает весь коровый разрез и, вероятно, продолжается ниже уровня границы Мохо. Следовательно, тектоническими деформациями была охвачена не только кора, но и верхняя мантия. Этот вывод находится в соответствии с данными о сейсмичности, свидетельствующими о существовании в северной части Индийского океана глубинных (20–30 км) эпицентров землетрясений [Petroy, Wiens, 1989].

В южной части Центральной котловины (между  $14^{\circ}$  и  $15^{\circ}$  ю.ш.), в районе разломной зоны Индрани, протягивающейся вдоль меридиана  $79^{\circ}$  в.д., также установлены элементы тектонической расслоенности верхней части литосферы. Зона разлома включает в себя невысокий узкий хребет, с востока сопряженный с тро-

гом, днище которого располагается на глубине 5300 м. Борта трога асимметричны. Западный борт относительно крутой и высокий, восточный – пологий.

По особенностям регистрации отраженных волн (уровню поверхности М, наличию наклонных отражений, степени латеральной изменчивости отражающих горизонтов) к востоку от разломной зоны Индрани выделяются две тектонические зоны – Восточная и Западная [Коган, Пилипенко, 1997].

В пределах Восточной зоны поверхность М фиксируется на временах 9,2–9,7 с, а мощность коры оценивается в среднем величиной 8–9 км (рис. 3.9). В целом зона обладает всеми структурными признаками, характерными для нормального типа коры.

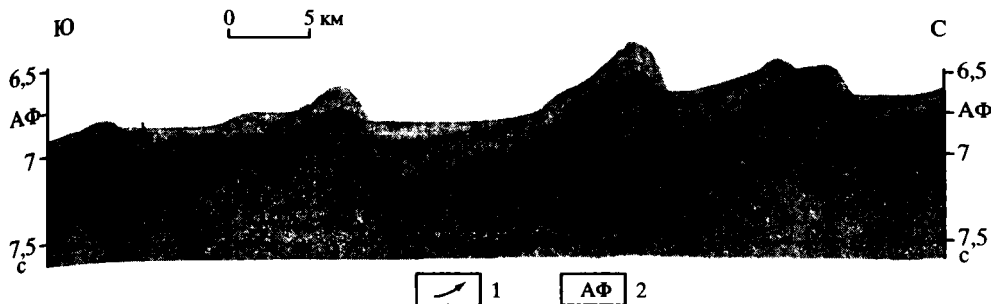
Западная зона, занимающая полосу шириной около 35 км непосредственно к востоку от разлома Индрани, отличается наличием в консолидированной коре наклонных отражений и увеличенной на 3–4 км, по сравнению с фоновым значением, мощностью коры. Поверхность М, испытывая отдельные ундуляции, монотонно погружается в сторону разлома Индрани. В непосредственной близости от разлома переход кора–мантия имеет расслоенный характер и прослеживается в виде пакета отражающих горизонтов мощностью до 0,5 с. Авторы делают заключение о наличии в основании коры слоистой толщи, мощностью до 1,5 км, отвечающей серпентинизированным перидотитам.

Характер аномальной сейсмической записи в пределах Западной зоны с ярко выраженными наклонными отражениями показан на рис. 3.9. В нижней части коры угол наклона отражающих горизонтов составляет 10–15° с тенденцией асимптотического выполаживания при приближении к границе М. Эти горизонты, по мнению авторов профиля, соответствуют поверхностям пологих тектонических срывов.

Внутри рассматриваемой зоны деформаций имеются положительные морфоструктуры, где тектоническая расслоенность океанической коры также является определяющим структурным фактором. Это плато Осборн, расположенное в южной части Центральной котловины, поднятие Афанасия Никитина в ее северной части и, наконец, Восточно-Индийский хребет, ограничивающий котловину с востока.

## Плато Осборн

В полосе 13°30'–16° ю.ш. со стороны Центральной котловины к Восточно-Индийскому хребту примыкает плато Осборн, с размером в поперечном сечении около 200 км по изобате 4000 м (см. рис. 3.1). Вершинная поверхность плато оконтуривается изобатой 2400 м. От Восточно-Индийского хребта плато отделено седловиной, раскрывающейся в сторону Центральной котловины. В гравитационном поле плато характеризуется положительным максимумом силы тяжести [Stein et al., 1989]. В магнитном поле в районе плато и сопредельных частей глубоководной котловины идентифицированы линейные магнитные аномалии предположительно раннекайнозойского возраста [Пилипенко и др., 1991]. В целом же плато Осборн характеризуется блоковым строением [Пилипенко, 1996]. На западе и востоке оно ограничено меридиональными разломами 86° и 88°. На юге и севере важным элементом тектоники дна в окрестностях плато являются косо ориентированные структуры северо-восточного простирания. Само плато как бы выколото из области распространения трендов этого простирания, прекрасно выраженных на гравиметрической карте (см. рис. 3.1).



**Рис. 3.10.** Фрагмент временного разреза НСП, иллюстрирующего характер тектонических деформаций по меридиональному профилю в районе северо-восточного подножия плато Осборн

1 – направление смещения блоков коры; 2 – акустический фундамент, по [Корсаков, Пилипенко, 1991]

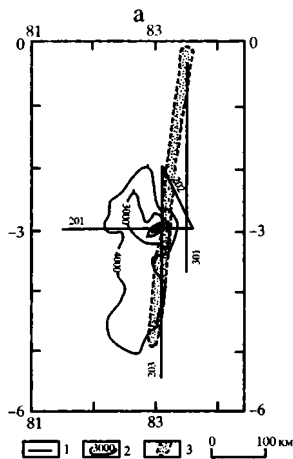
Анализ сейсмических материалов привел к выводу, что плато Осборн представляет собой относительно крупную область деформаций океанической коры. Тектоническое сжатие привело к формированию вдоль северо-восточного обрамления плато разрывных нарушений типа взбросо-надвигов (рис. 3.10), которые по времени формирования относятся к тектоническим разрывам позднемиоцен-четвертичной возрастной генерации [Корсаков, Пилипенко, 1991]. На профиле отчетливо видно, что поверхность блоков акустического фундамента образует систему последовательно обращенных к юго-востоку ступеней, разделенных тектоническими нарушениями с углами наклона от 80 до 45°. При этом намечается тенденция выполаживания их с глубиной. Предполагается, что срывы и проскальзывание тектонических пластин одной относительно другой могли происходить на уровне второго слоя [Пилипенко, Корсаков, 1992]. Подобные деформации имеют место и к юго-западу от плато, что указывает на устойчивый стиль деформаций в южной части Центральной котловины.

### Поднятие Афанасия Никитина

Еще более наглядно надвиговый стиль деформаций проявлен в пределах крупного субмеридионального поднятия в коре позднемелового возраста, увенчанного горой (1549 м) Афанасия Никитина, которая располагается в координатах 3° ю.ш., 83° в.д. Размеры цоколя поднятия по изобате 4000 м составляют 350 × 110 км, оно четко выделяется на фоне котловины с глубинами 4900–5300. С востока поднятие срезается меридиональным разломом Индира, трассирующемся вдоль 83° в.д.

Геологическими исследованиями с глубоководных обитаемых аппаратов “МИР” установлено, что в пределах горы Афанасия Никитина и западного склона одноименного поднятия обнажается мощная (около 2,5 км) толща вулканитов, представленная последовательно дифференцированной серией магматических пород от оливиновых базальтов до трахитов [Кашинцев и др., 1992; Сборщиков, 1998].

На сейсмических разрезах ГСП-МОГТ уверенно расшифровывается чешуйчато-надвиговая структура кристаллической коры поднятия [Коган, Москаленко, Пилипенко, 1996; Широкоугольное глубинное..., 2001]. В коре фрагментарно выделяется группа наклонных и субгоризонтальных отражающих горизон-

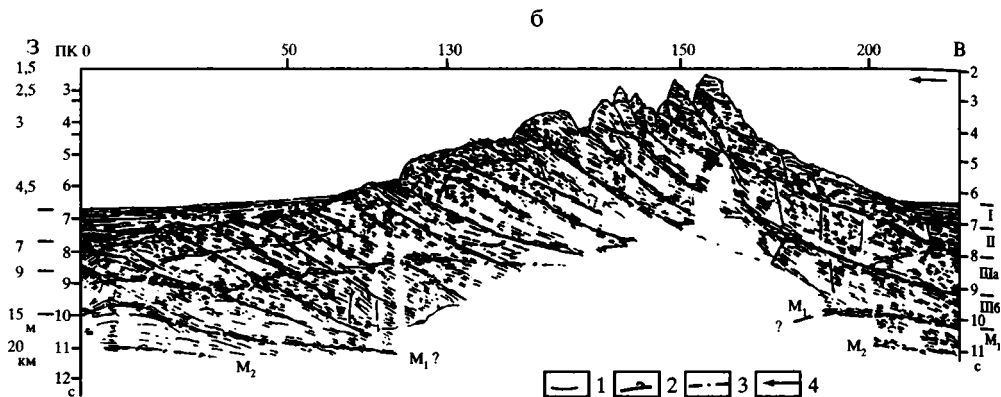


**Рис. 3.11.** Схемы расположения сейсмических профилей на полигоне в районе поднятия Афанасия Никитина (а) и интерпретация разреза по профилю ГСП-МОГТ 201 (б), по [Коган, Москаленко, Пилипенко, 1996]

На а: 1 – сейсмические профили; 2 – изобаты, м; 3 – разлом Индира

На б: 1 – отражающие площадки; 2 – надвиги; 3 – границы структурных толщ; 4 – направление тектонических перемещений

I–III – структурные толщи: I – осадочная, II, III – вторая и третья консолидированной коры.  $M_1$  и  $M_2$  – границы Мохоровичича. ПК – пикеты



тов, из которых наиболее глубоко залегающие отождествляются с границей Мохоровичича. Она располагается примерно на той же глубине, что и подошва земной коры, полученная по данным ГСЗ в районах, расположенных к северо-западу от горы Афанасия Никитина, в области складчатых деформаций осадочного чехла [Nerogchnov, Gorala Rao et al., 1998]. По мнению авторов, наклонные отражатели в коре соответствуют плоскостям срыва и скольжения, образующимся в процессе тектонических деформаций. Внутренние поверхности раздела кристаллической коры отображают ее сложную структуру, образовавшуюся в результате сжатия: надвиги, взбросы, линзовидные тела выдавливания и т.д. Особенно хорошо чешуйчато-надвиговая структура горы Афанасия Никитина видна на фрагментах профилей, приведенных на рис. 3.11 и 3.12.

На широтных профилях эти надвиги наклонены на восток; на профилях, ориентированных в направлении ЮВ-СЗ они либо субгоризонтальны, либо имеют наклон в ту или другую сторону; на меридиональных профилях присутствуют надвиги как с южной, так и с северной вергентностью [Коган, Москаленко, Пилипенко, 1996]. Такая картина не позволяет установить точно ни направление перемещения масс по надвигам, ни общую ориентировку зон деформаций в пределах поднятия.

Наблюдения с глубоководного обитаемого аппарата “МИР” в условиях очень сложного рельефа также не дали желаемого результата, хотя и показали, что в целом преобладают субширотные и субмеридиональные простирания раз-

**Рис. 3.12.** Фрагмент сейсмического профиля ГСП–МОГТ 301, по [Коган, Москаленко, Пилипенко, 1996], с изменениями. Положение профиля см. на рис. 3.11, а

В осадках разрывы представлены крутыми взбросами, в твердой коре они выполаживаются с глубиной и срезаются субгоризонтальной поверхностью глубинного срыва

ломов и тектонических форм рельефа [Сборщиков, 1998].

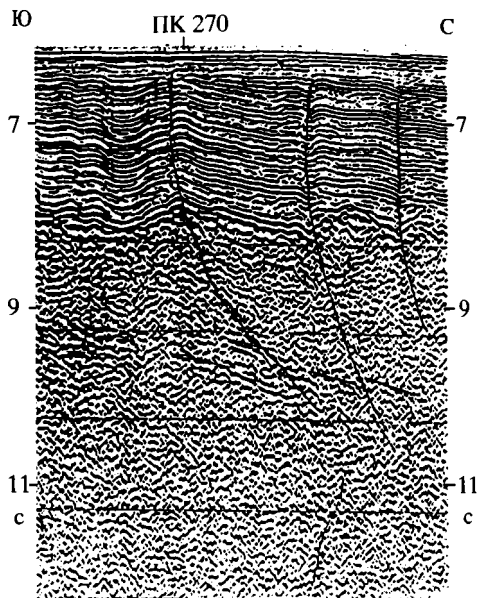
Важный в структурно-тектоническом отношении материал был получен в ходе детальной батиметрической съемки и съемки локатором бокового обзора на западном и восточном склонах поднятия (там же). На трех галсах, пройденных в различных направлениях, были выявлены разнообразные морфологические элементы, часть из которых отождествлялась с формами, наблюдавшимися из “МИР”-ов во время маршрутов по дну. Диаграммы ориентировки всех выделенных линейных форм на площади сонарной съемки и диаграммы простирааний структур, выявленных при батиметрической съемке, указывают на максимум, связанный со структурами восток-северо-восточного простираения (60–80°). Это те самые косо ориентированные дислокации, которые определяют структурный облик зоны деформаций в Центральной котловине. Они же хорошо видны и на гравиметрической карте в районе поднятия Афанасия Никитина (см. рис. 3.1).

На временных разрезах МОГТ в районе горы Афанасия Никитина мощность коры составляет не менее 6,5 с. При пересчете в глубинный разрез, при средней скорости в коре около 5 км/с, ее мощность под поднятием составит около 20 км [Коган, Москаленко, Пилипенко, 1996]. Раздув мощности коры под поднятием почти в два раза (по сравнению с прилегающими участками Центральной котловины) происходит в основном за счет ее нижних толщ и, скорее всего, реализовался в результате тектонического скупивания глубинных масс в процессе горизонтальных перемещений. Естественно, большую роль здесь играли и магматические процессы. Поднятие Афанасия Никитина, вне всяких сомнений, имеет вулканотектоническую природу и никак не связано с прохождением над “горячей точкой”.

Анализ строения осадочной толщи и данные глубоководного бурения позволили выделить несколько фаз тектонической активности в геологической истории поднятия (там же).

Осадочный чехол состоит из трех толщ, разделенных границами углового несогласия. Мощность его изменчива и колеблется в интервале 2,5–1,5 с. Нижние толщи деформированы в пологие асимметричные складки, а вышележащие горизонтально-слоистые отложения верхней толщи отделяются границей четкого углового несогласия.

По данным глубоководного бурения, в основании осадочного чехла поднятия залегают отложения нижнего–верхнего мела – палеогена [Cochran, 1988]. Следовательно, к этому времени поднятие уже существовало и подверглось



тектоническим деформациям. Именно в эту раннюю, позднемиоценовую, фазу тектонической активности и сформировались чешуйчато-надвиговые структуры в твердой коре.

Вторую фазу тектонической активности авторы [Коган, Москаленко, Пилипенко, 1996] справедливо относят к позднемиоценовому времени. Именно с ней связаны главные складчатые деформации осадочного чехла, по которым собственно и выделяется зона внутриплитных деформаций Индийского океана. На отдельных фрагментах сейсмических профилей видно, что в верхней части деформированной осадочной толщи прослеживается эрозионная поверхность, которая одновременно является и поверхностью углового несогласия между верхней горизонтально-слоистой толщей и деформированными нижележащими отложениями. По данным бурения, эта поверхность имеет позднеплиоцен-раннеплейстоценовый возраст и, стало быть, маркирует верхний возрастной предел второй фазы деформаций.

Деформации сжатия второй фазы нередко реализовались при активизации уже существующих надвигов в твердой коре. Это хорошо видно на фрагментах сейсмических профилей – пологие разрывы в коре при прослеживании их в осадках приобретают крутой наклон и выглядят как нормальные сбросы (см. рис. 3.12). Т.е. картина здесь совершенно аналогична той, что приводилась в работах [Bull, Scrutton, 1990; Chamot-Rooke et al., 1993] (см. рис. 3.6).

Таким образом, поднятие Афанасия Никитина – яркий пример тектонически расслоенной океанической коры в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана.

## Восточно-Индийский хребет

Восточно-Индийский хребет (иначе хребет 90°) отделяет Центральную котловину от расположенных восточнее Кокосовой и Западно-Австралийской. Хребет является крупнейшим линейным структурно-тектоническим элементом, простирающимся приблизительно по меридиану 90° в.д. на расстояние более 5000 км, от 10° с.ш. до 34° ю.ш., между Зондским желобом на севере и хребтом Брокен на юге (см. рис. 3.1).

В пределах хребта с юга на север пробурено семь скважин [Weis et al., 1991]. В средней его части вскрыты андезиты, к северу и к югу – толеитовые базальты. Излияния происходили в субаэральных условиях, за исключением юга, где они были субмаринными. Возраст базальтов здесь – поздний эоцен, тогда как на севере – маастрихт и кампан. Эти данные, в сочетании с петрогеохимическими, нередко приводятся в качестве аргумента для доказательства происхождения хребта по механизму “горячей точки”. Убедительные аргументы против подобной трактовки приведены в работах Ю.М. Пушаровского и Г.Л. Кашинцева с соавторами [Пушаровский, 1995; Кашинцев и др., 2000].

Восточно-Индийский хребет входит в систему протяженных меридиональных разломов в восточной части Индийского океана (с запада на восток это разломы: Индира (79° в.д.), Индрани (83° в.д.), разломы 85°, 90°, 91°, 92°, 94°, 96°, разлом Инвестигейтор, протягивающийся вдоль меридиана 98° в.д. и др.), прекрасно выраженных на гравиметрической карте (см. рис. 3.1).

Вдоль его восточного крутого склона, в пределах сопряженного с хребтом Восточно-Индийского желоба, драгировки дали обильный каменный материал: ультрамафиты, серпентиниты, габброиды, долериты, базальты, андезиты и амфиболиты. Большинство пород интенсивно катаклазированы, местами превра-



щены в милониты. Метаморфические образования представлены гранат-актинолит-хлорит-эпидотовыми и тремолит-хлоритовыми сланцами, гранулитоподобными породами. На сложность тектонических процессов указывают тектонические брекчии с многократным дроблением обломков пород, наличие в драгах так называемых “брекчий в брекчии” [Кашинцев, 1991, 2001]. При этом ультрамафиты встречались на различном гипсометрическом уровне, в том числе и в верхних частях склона.

Гряда на восточном склоне сопряженного с хребтом желоба, по данным драгирования, сложена серпентинитами, габбро-норитами и амфиболитами, гранат-актинолит-хлорит-эпидотовыми и тремолит-хлоритовыми сланцами. Породы в значительной степени тектонизированы и катаклазированы. В ассоциации с ультрабазитами и габброидами встречены диориты; среди эффузивных пород, наряду с базальтами, присутствуют андезиты.

Не указывают ли все эти особенности на вероятность проявлений горизонтальных перемещений в океанической коре и верхней мантии рассматриваемого района? Утвердительным ответом на поставленный вопрос являются результаты проведенных здесь сейсмических исследований в процессе работ на Маскаренско-Австралийском геотраверзе в полосе 10–18° ю.ш. [Корсаков, Пилипенко, 1991; Пилипенко, 1995, 1996].

По данным бурения скв. DSDP 214 и ODP 757, возраст подстилающих осадки базальтов фундамента в районе работ оценивается как позднепалеоценовый [ODP in Eastern Ocean, 1988]. По данными сейсмостратиграфического анализа с привязкой к скважинам, осадочный чехол состоит из двух толщ: нижней – палеоцен-раннеэоценовой и верхней – позднеэоцен-четвертичной, разделенных внутриэоценовой поверхностью несогласия [Корсаков, Пилипенко, 1991].

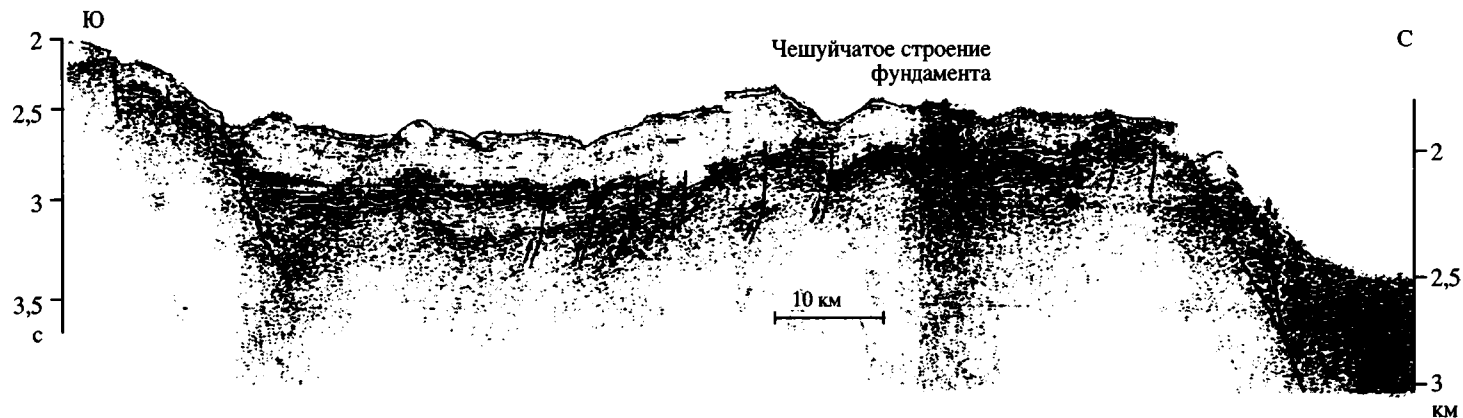
Сейсмические исследования позволили установить широкое развитие в коре Восточно-Индийского хребта взбросовых и чешуйчато-надвиговых структур, вызывающих ее значительную тектоническую раздробленность и расслоенность.

На временных разрезах меридиональных профилей НСП в северной половине геотраверза (10°–14° ю.ш.) наблюдается интенсивная раздробленность фундамента на серию мелких блоков и тектонических чешуй, размером 3–5 км и менее. Они разделены взбросами и надвигами, смещающими нижнюю осадочную толщу, которая на отдельных участках смята в серию асимметричных складок с образованием ступенчатых морфоструктур в рельефе поверхности морского дна (рис. 3.13).

В южной половине геотраверза (14°–18° с.ш.) размеры чешуй увеличиваются до 10–15 км, а амплитуда взбросо-надвиговых нарушений достигает 500 м [Пилипенко, Корсаков, 1992]. Они не затрагивают осадочную толщу и поэтому не находят отображения в рельефе дна.

На отдельных профилях НСП, параллельных простиранию Восточно-Индийского хребта, отчетливо выделяется поверхность регионального несогласия, имеющая характер эрозийного среза. Образование этого несогласия связано с интенсивным сжатием Восточно-Индийского хребта и формированием чешуйчато-надвиговой структуры в фундаменте и нижней части осадочного чехла [Корсаков, Пилипенко, 1991].

Анализ сейсмических материалов показывает, что в формировании Восточно-Индийского хребта значительную роль играли процессы длительного внутриокеанического сжатия. Основные деформации верхней части литосферы образовались еще на ранней стадии тектонической эволюции, в эоцене. Наруше-



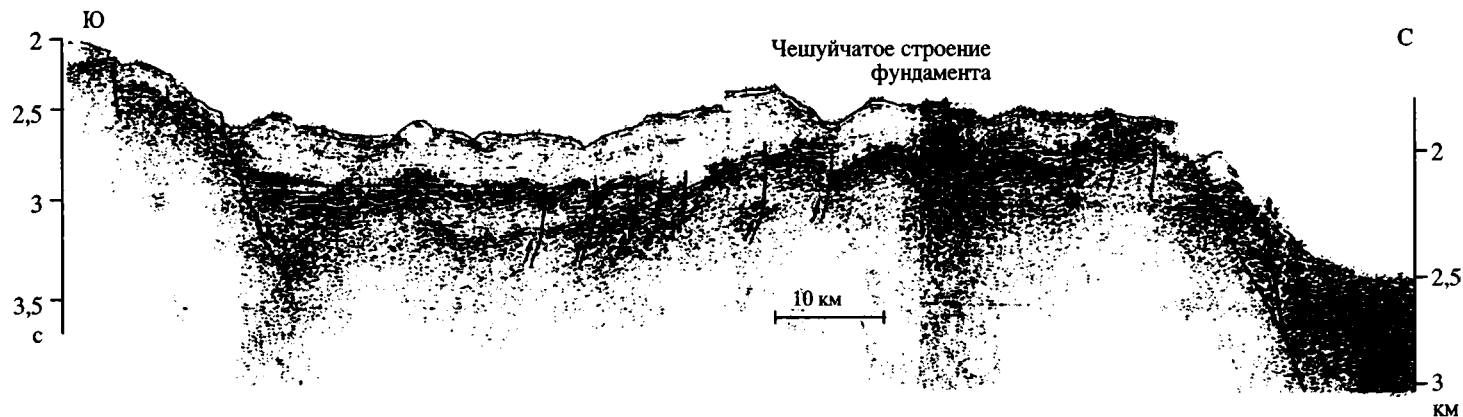
**Рис. 3.13.** Фрагмент мигрированного временного разреза НСП, иллюстрирующего строение осадочного чехла и акустического фундамента в центральной части Восточно-Индийского хребта между  $10^{\circ}$  и  $14^{\circ}$  ю.ш., по [Пилипенко, Корсаков, 1992]  
 Стрелками показано направление смещения блоков вдоль разрывных нарушений

ния более поздней возрастной генерации, смещающие весь осадочный разрез с образованием ступенчатых морфоструктур морского дна, вероятно, связаны с позднемiocеновым импульсом сжатия. Судя по наклонам плоскостей надвигов на юг и юго-запад, это сжатие было ориентировано в субмеридиональном направлении, являющимся доминирующим для всей зоны внутриплитных деформаций Индийского океана. Исходя из этого, можно сделать вывод, что отрезок Восточно-Индийского хребта между  $10^{\circ}$  и  $18^{\circ}$  ю.ш. несомненно принадлежит этой зоне.

Выводы о тектонической расслоенности коры Восточно-Индийского хребта косвенно подтверждаются данными ГСЗ. Сейсмический разрез хребта включает все основные слои океанической коры общей мощностью 6–9 км. Поверхность М со скоростями 7,9–8,0 км/с залегает на глубинах 12–13 км ниже поверхности моря, так же как в смежных Центральной и Западно-Австралийской глубоководных котловинах [Непрочнов и др., 1997; Кашинцев и др., 2000]. Увеличение мощности земной коры под хребтом по сравнению с котловинами происходит в основном за счет повышенной мощности второго слоя и появления в низах разреза высокоскоростного слоя ( $V_p = 7,3\text{--}7,5$  км/с) мощностью 2 км. Анализ скоростных характеристик различных пород при давлениях 2–6 кбар, отвечающих глубинам залегания высокоскоростного слоя, показывает, что скорости 7,3–7,8 км/с имеют лишь оливиновые габбро, основные гранулиты, эпидотовые амфиболиты и серпентинизированные ультрамафиты [Karson et al., 1984]. Практически весь этот комплекс пород имеет место в разрезе восточного склона хребта и обрамляющего его желоба (см. выше). Образование этого высокоскоростного слоя, несмотря на отсутствие “корня” под Восточно-Индийским хребтом, можно связать со смешиванием в разрезе тектонических пластин, сложенных коровым и мантийным материалом. В пользу такого вывода свидетельствуют и сейсмологические данные: механизмы очагов землетрясений под хребтом указывают на горизонтальное сжатие в субмеридиональном направлении [Weissel et al., 1980].

### Западно-Австралийская котловина

Западно-Австралийская котловина, известная в зарубежных публикациях как котловина Уортон, ограничивается Восточно-Индийским хребтом на западе, хребтом Брокен на юге, Зондским желобом на севере и системой обособленных плато (Эксмут, Зенит и др.) на востоке. По данным площадной съемки НСП, в западной части Западно-Австралийской котловины, между меридианами  $90^{\circ}$  и  $98^{\circ}$  в.д., существует северо-восточная зональность латеральных неоднородностей фундамента [Пилипенко, 1994]. Эта зональность, судя по гравиметрической карте, прекрасно выражена и в рельефе дна в виде крупных ундуляций, простирающихся в северо-восточном направлении и отчетливо выраженных в широкой полосе от  $20\text{--}21^{\circ}$  ю.ш. до экватора, соответственно, в западной части Западно-Австралийской и в Кокосовой котловинах. Та же ориентировка ундуляций рельефа имеет место и в восточной части Центральной котловины (см. рис. 3.1). Данное обстоятельство позволяет всю эту область включать в состав зоны внутриплитных деформаций Индийского океана. Структурное единство всей этой области подчеркивается и однотипным характером магнитных аномалий в Центральной, Кокосовой и в западной части Западно-Австра-



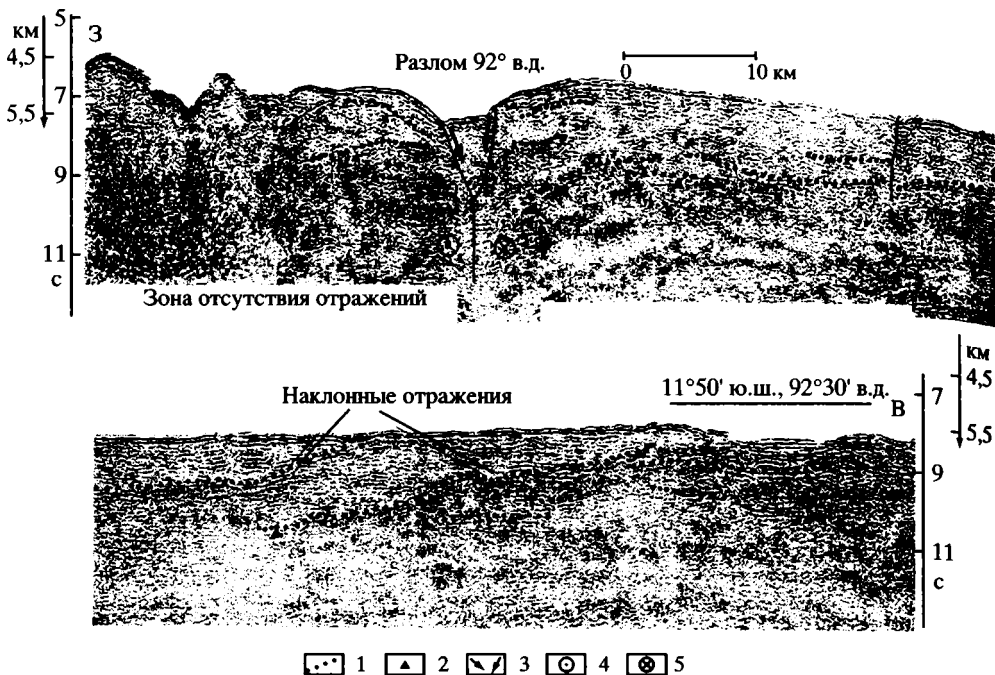
**Рис. 3.13.** Фрагмент мигрированного временного разреза НСП, иллюстрирующего строение осадочного чехла и акустического фундамента в центральной части Восточно-Индийского хребта между 10° и 14° ю.ш., по [Пилипенко, Корсаков, 1992]  
 Стрелками показано направление смещения блоков вдоль разрывных нарушений

ния более поздней возрастной генерации, смещающие весь осадочный разрез с образованием ступенчатых морфоструктур морского дна, вероятно, связаны с позднемiocеновым импульсом сжатия. Судя по наклонам плоскостей надвигов на юг и юго-запад, это сжатие было ориентировано в субмеридиональном направлении, являющимся доминирующим для всей зоны внутриплитных деформаций Индийского океана. Исходя из этого, можно сделать вывод, что отрезок Восточно-Индийского хребта между  $10^{\circ}$  и  $18^{\circ}$  ю.ш. несомненно принадлежит этой зоне.

Выводы о тектонической расслоенности коры Восточно-Индийского хребта косвенно подтверждаются данными ГСЗ. Сейсмический разрез хребта включает все основные слои океанической коры общей мощностью 6–9 км. Поверхность М со скоростями 7,9–8,0 км/с залегает на глубинах 12–13 км ниже поверхности моря, так же как в смежных Центральной и Западно-Австралийской глубоководных котловинах [Непрочнов и др., 1997; Кашинцев и др., 2000]. Увеличение мощности земной коры под хребтом по сравнению с котловинами происходит в основном за счет повышенной мощности второго слоя и появления в низах разреза высокоскоростного слоя ( $V_p = 7,3\text{--}7,5$  км/с) мощностью 2 км. Анализ скоростных характеристик различных пород при давлениях 2–6 кбар, отвечающих глубинам залегания высокоскоростного слоя, показывает, что скорости 7,3–7,8 км/с имеют лишь оливиновые габбро, основные гранулиты, эпидотовые амфиболиты и серпентинизированные ультрамафиты [Karson et al., 1984]. Практически весь этот комплекс пород имеет место в разрезе восточного склона хребта и обрамляющего его желоба (см. выше). Образование этого высокоскоростного слоя, несмотря на отсутствие “корня” под Восточно-Индийским хребтом, можно связать со смешиванием в разрезе тектонических пластин, сложенных коровым и мантийным материалом. В пользу такого вывода свидетельствуют и сейсмологические данные: механизмы очагов землетрясений под хребтом указывают на горизонтальное сжатие в субмеридиональном направлении [Weissel et al., 1980].

## Западно-Австралийская котловина

Западно-Австралийская котловина, известная в зарубежных публикациях как котловина Уортон, ограничивается Восточно-Индийским хребтом на западе, хребтом Брокен на юге, Зондским желобом на севере и системой обособленных плато (Эксмут, Зенит и др.) на востоке. По данным площадной съемки НСП, в западной части Западно-Австралийской котловины, между меридианами  $90^{\circ}$  и  $98^{\circ}$  в.д., существует северо-восточная зональность латеральных неоднородностей фундамента [Пилипенко, 1994]. Эта зональность, судя по гравиметрической карте, прекрасно выражена и в рельефе дна в виде крупных ундуляций, простирающихся в северо-восточном направлении и отчетливо выраженных в широкой полосе от  $20\text{--}21^{\circ}$  ю.ш. до экватора, соответственно, в западной части Западно-Австралийской и в Кокосовой котловинах. Та же ориентировка ундуляций рельефа имеет место и в восточной части Центральной котловины (см. рис. 3.1). Данное обстоятельство позволяет всю эту область включать в состав зоны внутриплитных деформаций Индийского океана. Структурное единство всей этой области подчеркивается и однотипным характером магнитных аномалий в Центральной, Кокосовой и в западной части Западно-Австра-



**Рис. 3.14.** Мигрированный фрагмент временного разреза по профилю МОГТ, иллюстрирующего характер сейсмической записи в западной части Западно-Австралийской котловины, по [Пилипенко, 1994]

1 – наиболее выразительные отражающие границы, отождествляемые с поверхностями срывов; 2 – предполагаемая поверхность М; 3 – направление смещения блока вдоль разрывных нарушений в зоне сдвига по разлому 92° в.д.; 4, 5 – горизонтальное смещение коры по сдвигу в южном направлении (4) и в северном (5)

лийской котловин: здесь развиты кайнозойские аномалии (20–34) широтного простирания, сформированные в кайнозое.

Как и в Центральной котловине, деформации в западной части Западно-Австралийской котловины проявлены в блоковой раздробленности фундамента и осадочной толщи, в многочисленных тектонических нарушениях и в складчатом характере осадков. Судя по широкому развитию здесь взбросов и надвигов, а также складчатости осадков, деформации литосферы в западной части Западно-Австралийской котловины обусловлены сжимающими напряжениями субмеридионального направления, что типично для всей полосы внутриплитной сейсмичности, протягивающейся вдоль Зондского желоба.

Фрагмент временного разреза на рис. 3.14 – пример сейсмической записи в западной части Западно-Австралийской котловины (к востоку от разлома 92° в.д.), в коре раннекайнозойского возраста [Пилипенко, 1994]. Здесь прослеживаются серии наклонных отражений, связанных с пологими сколами (надвигами). На уровне поверхности М отмечается выполаживание наклонных отражений. Мощность земной коры здесь около 7 км (при средней скорости продольных сейсмических волн в коре 6,5 км/с). Непосредственно в зоне разлома 92° предполагается существенное возрастание мощности коры за счет тектонического скучивания масс (там же). Если это действительно так, то в данном случае мы имеем дело с исключением из общего правила, когда трансформные разломы подстилаются корой редуцированной мощности.

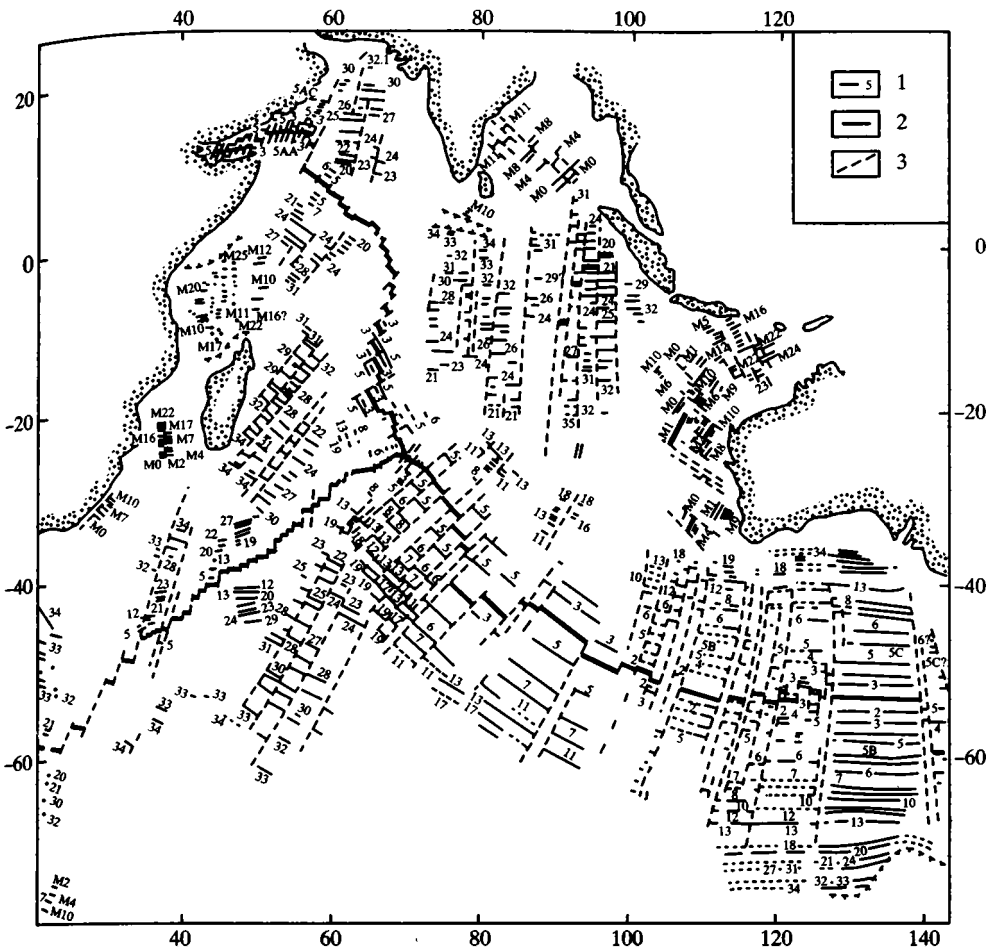
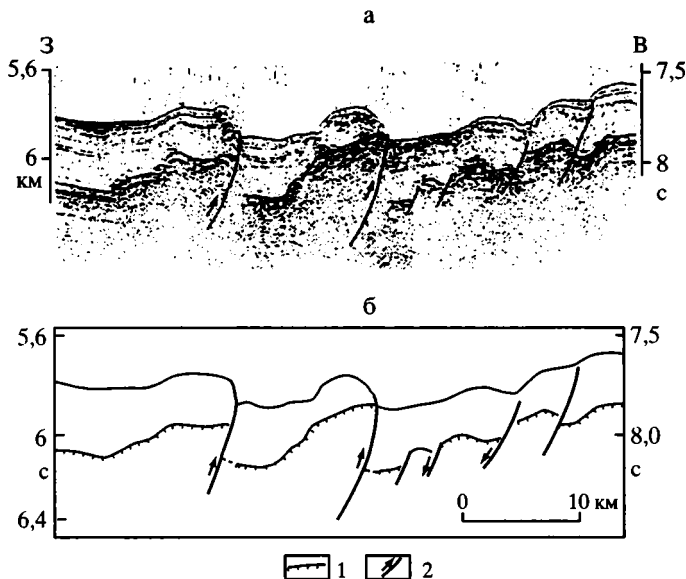


Рис. 3.15. Карта линейных магнитных аномалий в Индийском океане, составленная А.А. Шрейдером [1994] и приведенная в работе Ю.М. Пушаровского [1995]  
 1 – магнитные аномалии и их номера; 2 – срединговые хребты; 3 – разломы

В восточной части Западно-Австралийской котловины, по северному обрамлению абиссальной равнины Гаскойн, непосредственно к востоку от разлома Инвестигейтор ( $98^\circ$  в.д.), сохраняется приблизительно тот же самый стиль молодых и современных складчатых деформаций в осадках и взбросо-надвиговых дислокаций в фундаменте, что и в рассмотренных выше районах Центральной и западной части Западно-Австралийской котловин. Здесь развиты магнитные аномалии, сформированные в рифтовых зонах, прекративших свое существование еще в мезозое (M0 – до M25) (рис. 3.15). Структурный рисунок на гравиметрической карте в рассматриваемом районе несколько отличается от такового в Центральной и в западной части Западно-Австралийской котловин: амплитуда ундуляций рельефа здесь примерно такая же, однако расстояние между осями поднятий и депрессий дна намного меньше, за счет чего вся эта область характеризуется сильно расчлененным рельефом дна. Она образует выпуклую к северу, в сторону Зондского желоба, дугу, вершина которой располагается в координатах приблизительно  $12^\circ$  ю.ш.,  $105^\circ$  в.д. (см. рис. 3.1).



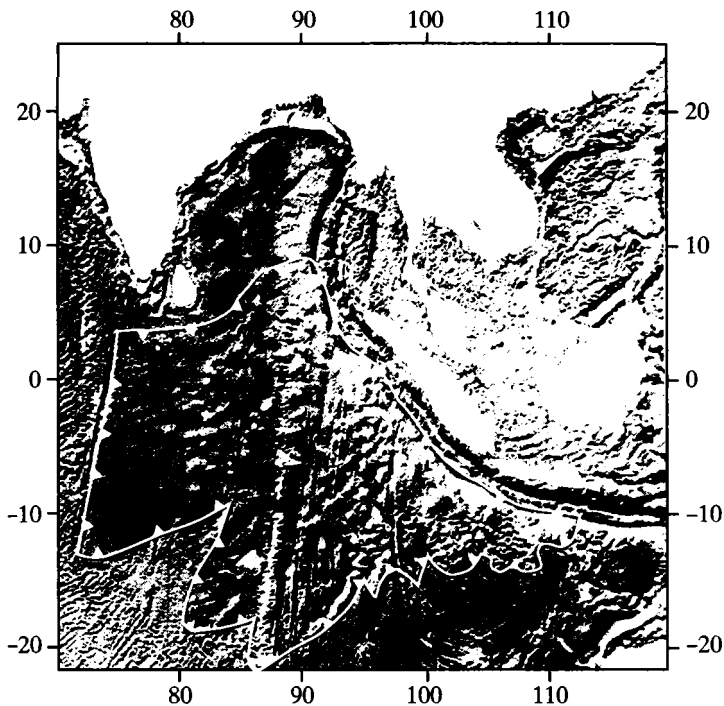
**Рис. 3.16.** Фрагмент временного разреза НСП (а) и его интерпретация (б) в восточной части Западно-Австралийской котловины, по [Пилипенко, Корсаков, 1992], с изменениями  
1 – акустический фундамент; 2 – взбросы

На рис. 3.16 приведен фрагмент временного разреза НСП, иллюстрирующий чешуйчато-надвиговое строение верхней части твердой коры раннемелового возраста (по данным идентификации и трассирования в плане линейной магнитной аномалии М0 возраст коры здесь оценивается в 118 млн лет) и осадочного чехла. Как видно из рисунка, амплитуда смещения по разрывам достигает первых сотен метров. В осадках разрывы выглядят как достаточно крутые взбросы, в фундаменте явно намечается тенденция к их выполаживанию с глубиной. А.И. Пилипенко, автор данного профиля, интерпретирует разрывные нарушения в качестве взбросов, сформировавшихся в обстановке сжатия. Однако, если привести вертикальный и горизонтальный масштабы в соотношение 1 : 1, наклон “взбросов” уменьшится до первых десятков градусов и тогда можно будет говорить только о пологих надвигах, наклоненных на запад. По всей вероятности, эти надвиги были сформированы в процессе субмеридионального сжатия, охватившего всю зону внутриплитных деформаций, начиная с позднего миоцена. На новейшем этапе произошел разворот структур с образованием вышеупомянутой дуги, в западной ветви которой и располагается профиль, приведенный на рис. 3.16.

### **Границы области распространения внутриплитных деформаций и проблема их происхождения**

Принимая во внимание все вышесказанное относительно районов развития молодых деформаций в рассматриваемой части Индийского океана, всю зону в целом следует понимать более расширенно по сравнению со схемами предыдущих исследователей. Основным критерием для включения тех или иных районов в область деформаций, о которых идет речь, являются складчатые дефор-





**Рис. 3.17.** Положение области молодых и современных внутриплитных деформаций Индийского океана на гравиметрической карте, по [Sandwell, Smith, 1997]

Границы области показаны зубчатой линией

мации в осадочном чехле, выявленные при сейсмических исследованиях, и наличие ундуляций рельефа, выраженных на гравиметрической карте (см. рис. 3.1). Сюда входит Центральная и Кокосовая котловины и северная часть Западно-Австралийской.

Основой для представленной на рис. 3.17 схемы является карта морских гравитационных аномалий У. Смита и Д. Сандвелла [Smith, Sandwell, 1997], составленная по альтиметрическим данным. На ней хорошо видно, что определяющим общим фоном всей зоны деформаций является крупная отрицательная аномалия интенсивностью 30–60 мГал, охватывающая колоссальный по площади участок дна океана к югу и к юго-востоку от п-ова Индостан.

Западное, южное и восточное ограничения зоны деформаций выделяются достаточно уверенно.

Западная граница структурно выражена очень четко. Она проходит по разлому, в южной части совпадающему с желобом Чагос и прослеживающемуся вплоть до п-ова Индостан. Структуры Аравийско-Индийского хребта не прослеживаются в зону деформаций и под углом 40° утыкаются в Мальдивский хребет.

Южная граница зоны на юге Центральной котловины имеет угловатые очертания: структуры Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов северо-восточного простираения в виде входящего острого угла как бы внедряются в Центральную котловину на простираении оси Юго-Западного Индийского хребта, повторяя его стреловидную форму в районе тройного сочленения

Родригес. Восточнее Восточно-Индийского хребта граница зоны деформаций проходит в восточном-северо-восточном направлении, отделяя южную часть Западно-Австралийской котловины с выровненным рельефом дна от северной, где развиты разномасштабные ундуляции в рельефе дна. В южной части граница испытывает крупноамплитудное сдвиговое правостороннее смещение по Восточно-Индийскому хребту.

На востоке зона деформаций ограничивается Зондским желобом.

Северная граница зоны проведена условно и отделяет акваторию к югу от п-ова Индостан и Бенгальский залив, где ундуляции дна отсутствуют или выражены очень слабо, от расположенной к югу области, где последние образуют сложную мозаику, на фоне которой, тем не менее, отчетливо вычитываются субширотные и северо-восточные простирания. В работах о структуре осадочной толщи Бенгальского глубоководного конуса выноса, возраст которой колеблется от раннемелового до голоценового, отмечается наличие деформированных осадков под горизонтально-слоистыми [Керри, Мур, 1978]. Таким образом, современные деформации сжатия здесь не выражены.

Внутренняя структура зоны деформаций достаточно сложна. Крупные широтные ундуляции рельефа, соответствующие сводовым поднятиям акустического фундамента в Центральной котловине, в ее западной и центральной частях, при приближении к Восточно-Индийскому хребту меняют свое простирание на северо-восточное. Восточнее хребта с такими же простираниями они прослеживаются в Кокосовой котловине вплоть до Зондского желоба, где утыкаются в него под прямым углом, а южнее срезаются меридиональным разломом Инвестигейтор, проходящем по  $98^\circ$  в.д. Восточнее этого разлома молодые деформации и связанные с ними ундуляции дна распространены в районе по северному обрамлению абиссальной равнины Гаскойн, в восточной части Западно-Австралийской котловины.

На гравиметрической карте хорошо видно, что южная часть Восточно-Индийского хребта явно наложена на структуры северо-восточного простирания плато Осборн и Центральной котловины, которые к востоку от хребта прослеживаются вплоть до разлома Инвестигейтор. Севернее плато Осборн Восточно-Индийский хребет, начиная приблизительно от  $10^\circ$  ю.ш., раздроблен на серию относительно мелких блоков из-за наложения на него деформационных структур северо-восточного простирания. Это как раз тот случай, когда молодые позднемiocеновые дислокации накладываются на зоны древних субмеридиональных разломов [Вержбицкий, Левченко, 2002].

И, наконец, вся область деформаций рассечена большим количеством субмеридиональных разломов, начиная от ее западного ограничения – желоба-разлома Чагос, до разлома Инвестигейтор в ее восточной части. В западной части Западно-Австралийской котловины отчетливо видно, что ундуляции рельефа дна северо-восточного простирания накладываются на меридиональные структуры, что говорит об относительной древности последних.

По своим масштабам и формам проявления деформаций данная зона не имеет аналогов в Мировом океане. Океаническая литосфера деформирована здесь на значительном удалении от предполагаемых границ плит и на очень больших площадях. Мы старались показать, что тектонический облик всей зоны в целом определяется системой надвигов субширотного и северо-восточного простираний. Тектоническое расслаивание океанической коры здесь устанавливается преимущественно по данным сейсмических исследований, а более глубоких горизонтов верхней мантии – на основании изучения

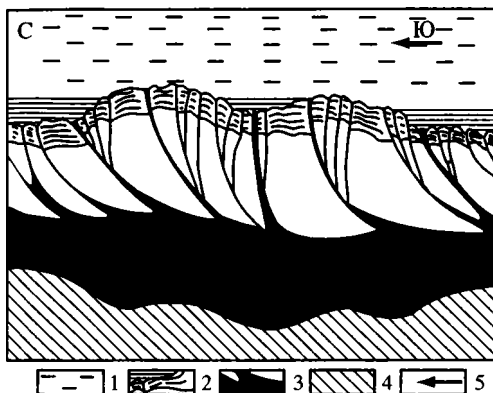
различных геофизических полей, прежде всего теплового и современной сейсмичности.

Большинство исследователей связывают происхождение области деформаций с континентальной коллизией Индостана с Евразией, создавшей сильное напряжение сжатия в Индо-Австралийской плите. Согласно одной из последних моделей глобальной кинематики литосферных плит, многие зарубежные исследователи рассматривают эту область как диффузную границу между “жесткими” Индийской и Австралийской плитами, а саму деформацию относят к межплитной [Левченко и др., 1999].

Вообще, вопрос о выделении этих плит и их границ сильно запутан [Пушаровский, 2001]. Это связано с тем, что отдельные авторы по Восточно-Индоканскому хребту (иначе хребту 90°) разделяют Индо-Австралийскую плиту на две самостоятельные плиты: Индийскую и Австралийскую. Как отмечал Ю.М. Пушаровский в упомянутой выше работе, контуры Индо-Австралийской плиты и без того производило странное впечатление из-за их условности, но расчленение ее на две самостоятельные части вообще свидетельствует об ошибочности проведения первоначальной и пока широко принятой границы. Поэтому автору наиболее близка трактовка связи рассматриваемых деформаций с взаимодействием сил, обусловленных встречным движением глубинных масс от воздымающихся Гималаев к югу, и сил, направленных на север и вызванных движением масс на север от Главного индоевского срединного хребта [Пушаровский, 2001].

Все существующие гипотезы объяснения внутриплитных деформаций Индийского океана основываются исключительно на тектонике плит, “ни одна из которых, однако, не может быть признана вполне удовлетворительной” [Вержбицкий, Лобковский, 1993, с. 19]. Обоснованная критика этих гипотез приводится в цитированной выше работе, к которой мы и отправляем заинтересованного читателя. Для нас же главным является то обстоятельство, что процесс тектонического расслаивания океанической литосферы в рассматриваемом регионе идет преимущественно на коровом уровне. Поэтому надо признать, что концепция двухъярусной тектоники плит, в которой деформации на этом уровне являются определяющими, на сегодня наилучшим образом объясняет тектонический феномен внутриплитных деформаций Индийского океана не только качественно, но и количественно [Лобковский, 1988; Вержбицкий, Лобковский, 1993; Nergochnov et al., 1998]. Основные элементы этой концепции в применении к рассматриваемому региону следующие. Локальные высокоинтенсивные аномалии теплового потока (до 160 мВт/м<sup>2</sup> и более), значительно превышающие и без того общий повышенный фон Центральной котловины, а также его чрезвычайно контрастный характер в отдельных участках зоны тектонических деформаций, могут быть обусловлены дополнительным источником тепла, возникающего при экзотермической реакции серпентинизации пород верхней мантии. При этом может происходить выжимание нагретых серпентинитовых масс с нижнекоровых или верхнемантийных глубин к поверхности дна по разломам [Вержбицкий, Лобковский, 1993].

Расчеты показывают, что в процессе активного разломообразования и тектонического скупивания океанической коры, распределенного на значительной площади океанического дна, можно ожидать дополнительного разогрева нижнего серпентинитового слоя коры на десятки или первые сотни градусов за время порядка нескольких миллионов лет (там же). Продвижение по разломам фундамента материала серпентинизированных ультрамафитов к поверх-



**Рис. 3.18.** Схематический разрез через участок зоны тектонических деформаций Центральной котловины Индийского океана, по [Вержицкий, Лобковский, 1993]  
1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – серпентиниты; 4 – мантия; 5 – направление сжатия

ности дна в условиях сжатия может быть вызвано высокой тектонической активностью коры, а также изостатической нестабильностью раздробленных коровых блоков.

На присутствие серпентинитов в основании корового разреза под поднятыми блоками коры Центральной котловины могут указывать данные глубинного сейсмического зондирования:

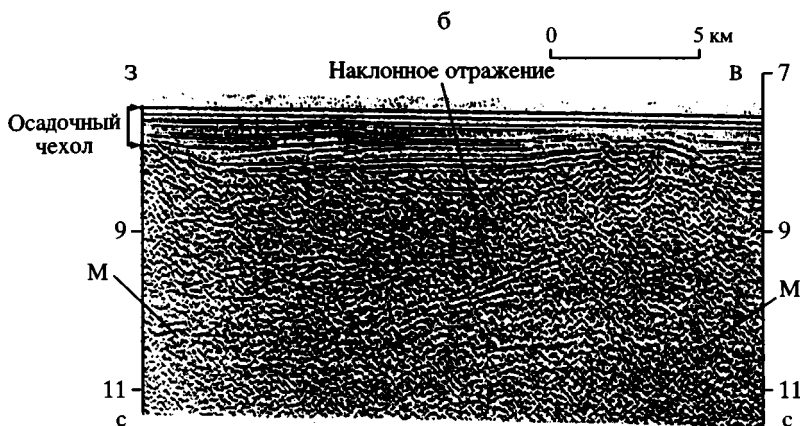
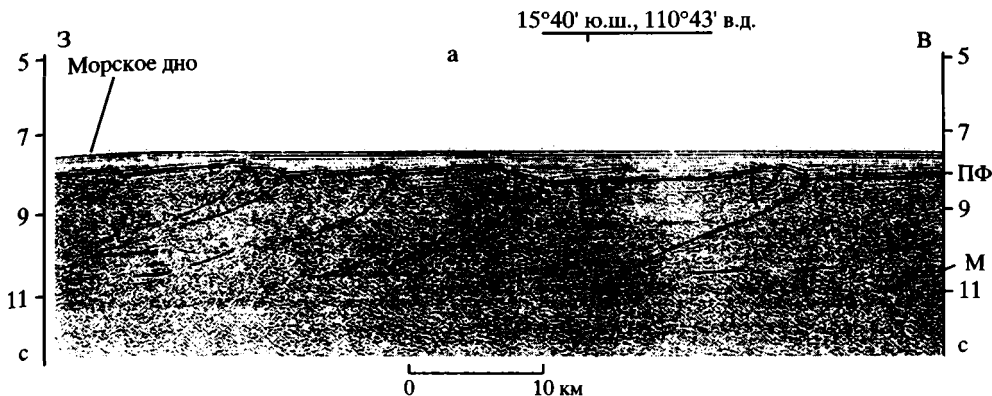
в нижней части корового разреза выделяется слой мощностью 2–5 км со скоростями продольных сейсмических волн 7,2–7,6 км/с [Непрочнов и др., 1997]. “Корни” этих блоков, по мнению Л.И. Лобковского, формируются за счет механизма “накачки” в эти области пластичного вещества серпентинитов при проскальзывании мантийной части литосферы по серпентинитовому слою в процессе горизонтального сжатия. Продвижение по разломам фундамента материала серпентинизированных ультрамафитов к поверхности дна может быть вызвано высокой тектонической активностью коры в условиях сжатия и изостатической нестабильностью раздробленных коровых блоков [Вержицкий, Лобковский, 1993] (рис. 3.18). Последнее положение подтверждается на двух профилях ГСЗ в северной части Центральной котловины. Здесь, в координатах приблизительно 2° ю.ш., 81,5° в.д., в пределах небольшого субширотного поднятия обнаружен высокоскоростной (7,3 км/с) блок, залегающий в верхней части корового разреза, непосредственно под осадочным слоем. Эта аномальная структура, по мнению Ю.П. Непрочнова, связана с протрузией серпентинитов [Непрочнов и др., 1997]. В непосредственной близости от этого поднятия зарегистрированные значения теплового потока достигают аномально высоких величин около 200 мВт/м<sup>2</sup>, что может служить поддержкой указанной корреляции распределения тепловых полей с зонами “накачки” серпентинитов.

Надо сказать, что вероятность представленного на рисунке схематичного разреза достаточно велика, поскольку ситуация, когда надвиговые пластины и чешуи разделяются серпентинитами или серпентинитовым меланжем, весьма обычна для областей развития офиолитов. Понятно, что для проверки такого механизма тектонического расслаивания океанической коры необходимо провести бурение хотя бы на одной надвиговой структуре в Центральной котловине.

## ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОТЛОВИНЫ ВНЕ ЗОНЫ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

### Абиссальная равнина Гаскойн

В восточной части Западно-Австралийской котловины, в пределах абиссальной равнины Гаскойн, на профилях многоканального профилирования МОГТ в коре раннемелового возраста устанавливаются упорядоченные субмеридиональные простирации надвиговых пластин с падением плоскостей в запад-

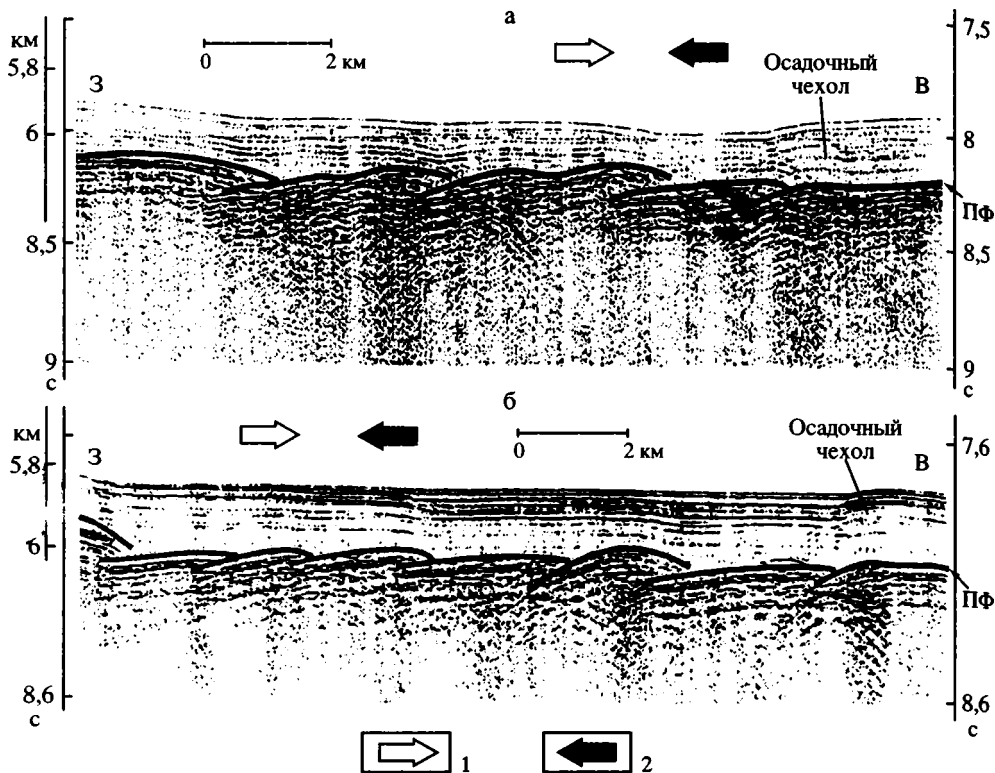


**Рис. 3.19.** Мигрированные фрагменты временного разреза МОГТ, показывающие чешуйчато-надвиговое строение океанической коры абиссальной равнины Гаскойн в Западно-Австралийской котловине, по [Пилипенко, 1992, 1998]

На фрагменте б крупным планом показано наклонное отражение, отождествляемое с поверхностью надвига в центральной части фрагмента а. ПФ – поверхность фундамента. М – поверхность Моховичича

ном направлении (рис. 3.19, а). Надвиги прослеживаются от поверхности фундамента до подошвы коры. Отмечается планарный и листрический характер тектонических разрывов на глубине. Расстояние между ними на поверхности фундамента около 20–25 км. В осадочном чехле надвиги местами фиксируются крутопадающими взбросами, с вогнутостью, обращенной к востоку, что обусловлено вращением блоков коры [Пилипенко, 1998]. В низах коры идентифицируется самостоятельная серия наклонных отражений, ограниченная снизу поверхностью М. Протяженность надвиговых поверхностей, секущих земную кору Западно-Австралийской впадины на всю ее мощность от кровли 2-го слоя до поверхности М, обычно составляет около 20 км. Во фронтальной части надвигов обособляются зоны повышенной тектонической дислоцированности и “вспучивания” фундамента (см. рис. 3.19, б).

На фрагменте временного разреза б (см. рис. 3.19) крупным планом показан наклонный отражающий горизонт, соответствующий надвигу в правой части рис. 3.19, а. Этот горизонт отождествляется с поверхностью надвига, пересеченной профилем под прямым углом [Пилипенко, 1992]. Данное обстоятельство



**Рис. 3.20.** Фрагменты профилей НСП, иллюстрирующих характер сейсмоакустической записи в западной (а) и центральной (б) частях абиссальной равнины Гаскойн (восточная часть Западно-Австралийской котловины), по [Пилипенко, 1994]

1 – направление доседиментационного сжатия; 2 – направление омоложения возраста фундамента. На рисунке видно чешуйчато-надвиговое строение верхней части акустического фундамента. ПФ – поверхность фундамента

во позволяет считать угол наклона  $35\text{--}40^\circ$ , фиксируемый в верхней части надвиговой поверхности, истинным.

На приведенных профилях нарушенный надвигами фундамент перекрывается горизонтально залегающими осадками. Это указывает на доседиментационный возраст деформаций. В строении осадочного чехла равнины Гаскойн принимают участие отложения от нижнемеловых до современных. Анализ профилей НСП показывает, что осадочный чехол в восточной части равнины Гаскойн состоит из двух литолого-фациальных комплексов: нижнего, относительно акустически прозрачного и облегающего поверхность фундамента, и верхнего, стратифицированного, горизонтально-слоистого. По привязке к скв. 260 нижний комплекс представлен преимущественно пелагическими глинами мелового возраста, верхний состоит главным образом из илов и глин олигоцен-четвертичного возраста. Мощность осадочного чехла в пределах абиссальной равнины Гаскойн изменяется от 400 до 600 м [Пилипенко, Сивуха, 1991].

На сейсмических профилях НСП с высоким разрешением удалось получить данные о деталях строения верхней части фундамента [Пилипенко, 1994]. Ока-

залось, что даже на участках с гладким типом фундамента в пределах абиссальной равнины Гаскойн самая верхняя часть 2-го слоя океанической коры имеет отчетливо выраженную чешуйчато-надвиговую структуру. На фрагментах временных разрезов в западной и центральной частях равнины видно, что поверхность акустического фундамента состоит из последовательно надвинутых одна на другую тектонических пластин, надстраивающих разрез второго слоя по латерали (рис. 3.20). Размер чешуй составляет 2–5 км. Обращает на себя внимание сходство полученной картины с сейсмическими разрезами в Ангольской котловине Атлантического океана (см. главу 1, рис. 1.61).

Сейсмические профили, как НСП так и МОГТ, обнаруживают в коре раннемелового возраста равнины Гаскойн упорядоченные субмеридиональные простирания надвиговых пластин с падением плоскостей надвигов в западном направлении, в сторону омоложения океанической коры. Наблюдается совпадение простираний надвиговых дислокаций с изохронами возраста коры [Пилипенко, 1994]. Таким образом, латеральная неоднородность океанической коры в восточной части Западно-Австралийской котловины в целом обусловлена тем, что профили пересекают не горизонтально-слоистую толщу, а пакеты моноклинальных пластин, разделенных надвиговыми поверхностями [Пилипенко, 1992].

Субгоризонтальная тектоническая расслоенность коры вообще является определяющим свойством многочисленных субмеридиональных разломных зон (разломы  $90^\circ$ ,  $91^\circ$ ,  $92^\circ$ ,  $94^\circ$ ), прекрасно выраженных на гравиметрических картах Д. Сандвелла и У. Смита [Sandwell, Smith, 1997] к востоку от Восточно-Индийского хребта (см. рис. 3.1). Аномальное строение корового разреза в этих зонах подчеркивается широким распространением наклонных отражений, интерпретируемых в качестве тектонических разрывов [Пилипенко, 1998].

Таким образом, налицо явные признаки тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии Западно-Австралийской котловины. В данном случае, как и во многих других, где такие признаки имеют место, они не могут не отразиться на первоначальной “спрединговой” структуре магнитных аномалий. Именно под таким углом зрения был проведен анализ последних в рассматриваемом районе Индийского океана [Мирлин и др., 1992].

Восточная часть Западно-Австралийской котловины характеризуется распространением магнитных аномалий двух типов: линейных субмеридиональных и нерегулярных. Считается, что эти аномалии, имеющие различный рисунок в плане, имеют одинаковую природу и сформировались в процессе спрединга на гребне отмершего срединно-океанического хребта. Первые – в раннем мелу, когда режим геомагнитного поля характеризовался относительно регулярными инверсиями, вторые – в результате того же процесса, но в среднем мелу, когда инверсии практически отсутствовали и преобладала прямая полярность геомагнитного поля. Е.В. Мирлин с соавторами убедительно показали, что возникновение в Западно-Австралийской котловине постспредингового структурного плана и нерегулярных магнитных аномалий обусловлены деформациями литосферы, приведшими к возникновению специфических неоднородностей магнитоактивного слоя, а именно: существенных латеральных изменений его мощности и намагниченности. “Увеличение мощности указывает на скупивание верхних слоев коры в результате сжимающих напряжений и субгоризонтального движения масс” [Мирлин и др., 1992, с. 1068].

## Впадина Кювье

Элементы тектонической расчлененности океанической литосферы присутствуют и в районе глубоководной впадины Кювье (Cuvier basin), расположенной непосредственно к югу от плато Эксмут и отделенной от него зоной разлома Кэйп Рэйндж (Cape Rangle) (рис. 3.21). Эта относительно небольшая (200 × 400 км) впадина подстилается океанической корой раннемелового возраста.

На фрагменте профиля МОГТ, расположенного в центральной, наиболее глубоководной, части впадины, фиксируются многочисленные наклонные отражающие горизонты (рис. 3.22) [Norper et al., 1992]. Авторы исследования, в том числе признанный эксперт по сейсмическим исследованиям МОГТ американский геофизик Дж. Маттер, особо подчеркивают необычайное сходство сейсмической картины профиля с наблюдаемой на западе Северной Атлантики, в районе разлома Блэйк Спур. В обоих регионах для верхней части корового разреза характерны отчетливо выраженные субгоризонтальные отражения. В нижней части коры развиты пологонаклонные отражающие горизонты с углами наклона 20–40°. На уровне 10–11 с последние срезаются субгоризонтальной поверхностью М (см. рис. 3.22); строго говоря, даже не поверхностью, а пакетом отражающих горизонтов мощностью 0,5 с и более. При этом частота встречаемости наклонных горизонтов в коре впадины Кювье значительно превышает таковую в Северо-Западной Атлантике: 25–30 рефлекторов на

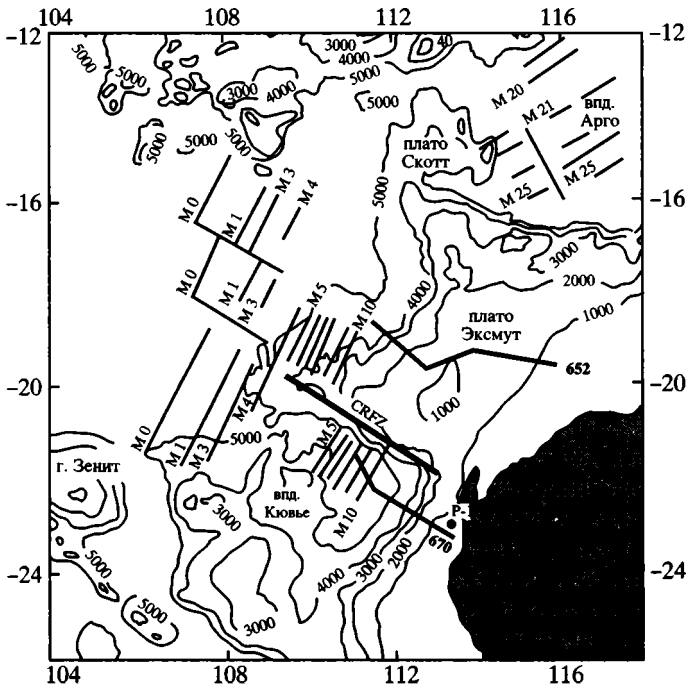
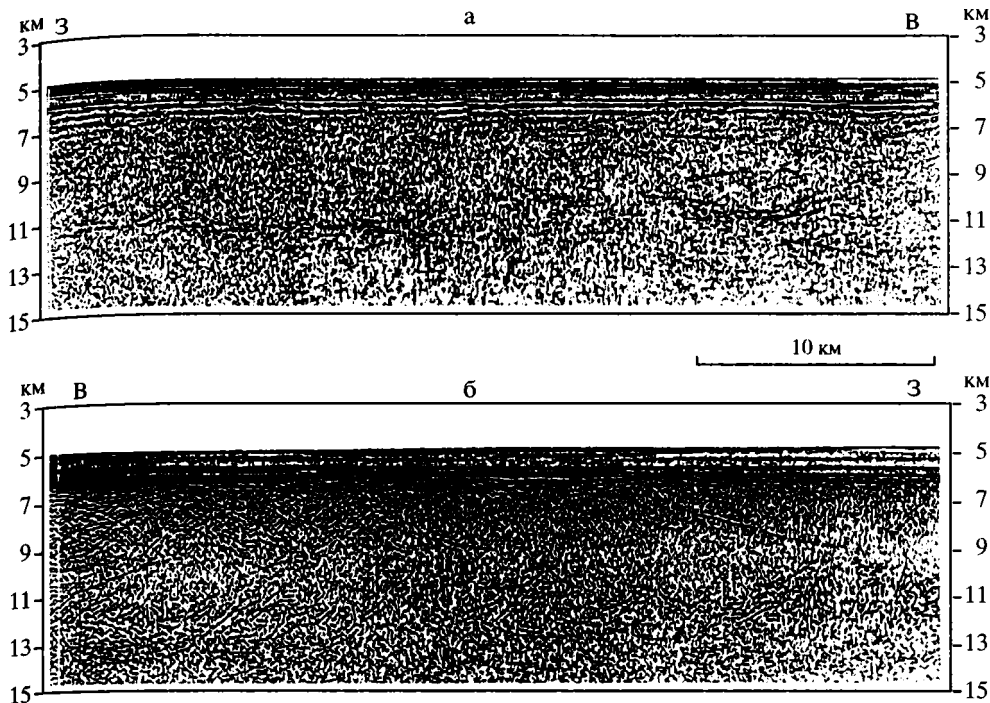


Рис. 3.21. Батиметрическая карта северо-западной окраины Австралии и смежных акваторий, по [Norper et al., 1992]

Изобаты – в м. CRFZ – зона разлома Кэйп Рейндж. M0, M1, M2 и т.д. – номера магнитных аномалий. Линия 652 – сейсмический профиль МОГТ, фрагмент которого представлен на рис. 3.22





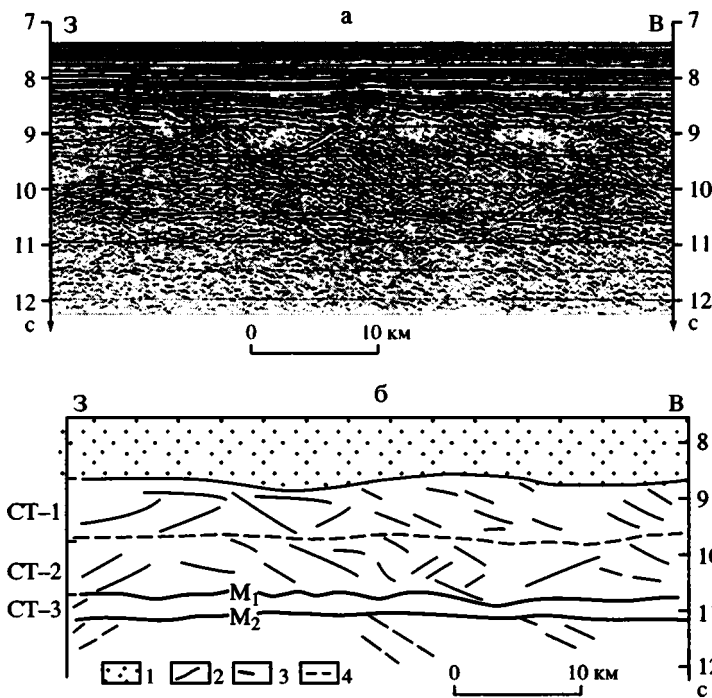
**Рис. 3.22.** Фрагменты сейсмических профилей МОГТ во впадине Кювье (Индийский океан) (а) и в северо-западной части Атлантического океана (б), по [Hopper et al., 1992]. Пояснения см. в тексте

100 км против 5–6, соответственно. По мнению авторов исследования, эти горизонты имеют тектоническую природу и связаны с деформациями литосферы в процессе спрединга.

### Северо-Австралийская котловина

Северо-Австралийская котловина занимает крайнюю северо-восточную часть Индийского океана и ограничивается континентальной окраиной Австралии на юге и плато Эксмут и Скотт на востоке, краевым валом Зондского желоба на севере и возвышенностями Джой и Ру на западе. Абиссальная часть котловины, очерченная изобатой 5600 м, известна под названием равнины Арго. Мощность осадочного чехла составляет 700–1200 м. По данным глубоководного бурения DSDP и ODP (скв. 261 и 765, соответственно), в строении осадочного чехла принимают участие отложения от верхнеюрских до современных. Выявленные здесь мезозойские линейные магнитные аномалии M10–M25 имеют в целом восток-северо-восточное простирание; они испытывают правостороннее смещение вдоль разломных зон север-северо-западного простирания. От Зондского желоба по направлению к северо-западной оконечности Австралии происходит увеличение возраста аномалий [Heirtzler et al., 1978].

Ниже приводится описание фрагмента профиля МОГТ, который, хотя и не охватывает всего многообразия сейсмической записи, однако является наи-



**Рис. 3.23.** Мигрированный фрагмент профиля МОГТ в Северо-Австралийской котловине (а) и его интерпретация (б), по [Пилипенко, 1997]

1 – осадочный чехол; 2 – наиболее выразительные наклонные отражения; 3 –  $M_1$  и  $M_2$  – отражающие горизонты группы М (Мохо); 4 – вероятное положение границы раздела сейсмических толщ СТ-1, СТ-2

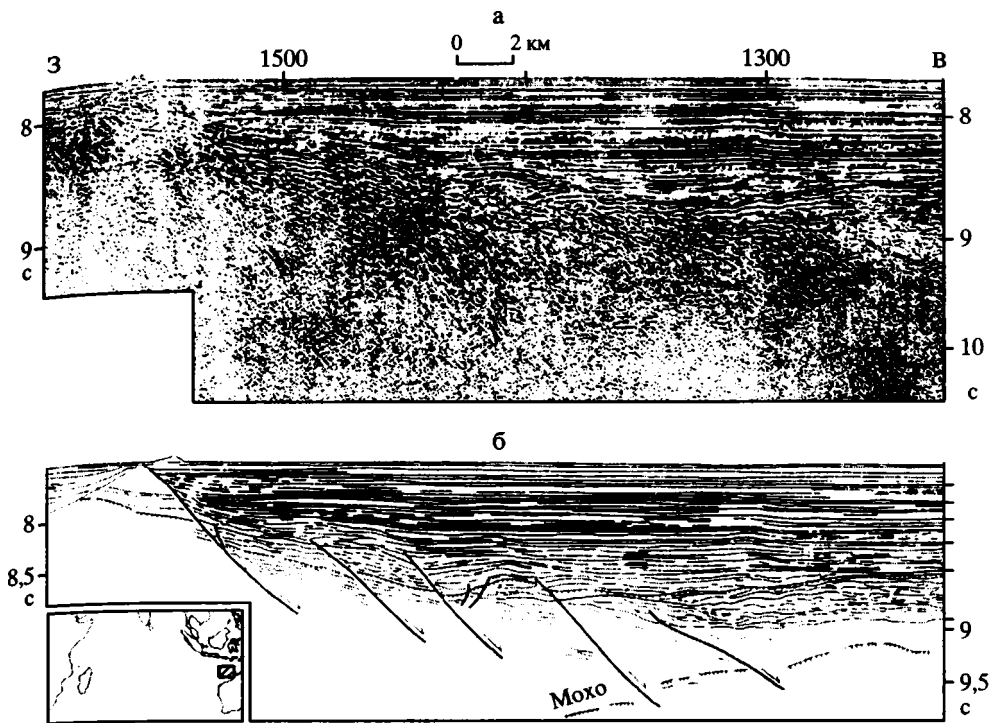
более типичным для абиссальной части котловины в пределах равнины Арго [Пилипенко, 1997а] (рис. 3.23).

В твердой океанической коре ниже поверхности фундамента выделяется три сейсмические толщ (СТ).

Верхняя толща (СТ-1) характеризуется относительной сейсмической прозрачностью, прикровельная часть ее несет в себе элементы слоистой структуры. На фоне акустической прозрачности прослеживаются многочисленные наклонные отражения ( $15\text{--}40^\circ$ ) как в западном, так и в восточном направлениях, выполаживающиеся на уровне около 9,5 с, что позволяет наметить на этом уровне субгоризонтальную поверхность отслоения, отвечающую, по мнению А.И. Пилипенко, границе раздела второго и третьего слоев океанической коры.

Вторая сейсмическая толща (СТ-2) отличается наличием дискретных наклонных отражений также в обоих направлениях. На уровне 10,5–10,7 с эти отражения срезаются горизонтальной отражающей поверхностью  $M_1$ , отождествляемой с поверхностью Мохо. Толща СТ-2 сопоставляется с третьим океаническим слоем.

Третья толща (СТ-3) прослеживается в основании коры, где она маркируется отражающими границами  $M_1$  и  $M_2$ . СТ-3 занимает временной интервал 0,4–0,5 с (около 1,5 км). Данная толща рассматривается в качестве пластичного серпентинитового основания корового разреза, а границы  $M_1$  и  $M_2$  – сейсми-



**Рис. 3.24.** Фрагмент профиля МОГТ в западной части равнины Арго (а) и его интерпретация (б), по [Gopala Rao et al., 1994], с изменениями  
Пояснения см. в тексте. На врезке – положение района работ

ческого и петрологического разделов поверхности Мохо, соответственно [Пилипенко, 1997а].

Некоторые из наклонных отражений прослеживаются непрерывно из нижней части коры в верхнюю мантию, пересекая пакет субгоризонтальных отражений группы Мохо. Наклонные отражения во всех толщах интерпретируются в качестве пологих разрывных нарушений. Существование двух границ М в основании коры объясняется процессами серпентинизации мантийных ультрамафитов: в нижней коре при контакте с морской водой ультрамафиты подвергаются серпентинизации и добавляются в кору за счет разуплотнения и увеличения объема.

Интервал регистрации от поверхности фундамента до границы кора–мантия составляет около 2,6 с, что при среднеинтервальной скорости 6,4 км/с (оцениваемой по данным обработки на ЭВМ) соответствует мощности порядка 8 км (там же).

Другие примеры тектонически расслоенного корового разреза в котловине Арго вблизи или внутри разломных зон северо-западного простирания можно найти в работе А.И. Пилипенко [1998]. Сейсмостратиграфический анализ выявил здесь несколько фаз тектонической активности: наиболее интенсивные деформации осадочного чехла и фундамента имели место в позднем мелу – палеогене, а усложнение деформаций – в позднем плиоцене – квартере.

Один из разломов фиксируется расширяющейся вглубь системой наклонных отражений, которая погружается в западном направлении, пересекая пакет

субгоризонтальных отражений группы Мохо, располагающийся в интервале 11–12 с. Другая система наклонных отражений с восточными падениями ниже поверхности М не прослеживается. Непосредственно выше поверхности М на уровне 10 с видна еще одна группа субгоризонтальных отражений, отвечающая поверхности срыва на уровне раздела слоев 2 и 3, по которой верхняя часть коры проскальзывает относительно нижней (там же).

Тектонически расслоенная кора присутствует и в западной части равнины Арго, примыкающей к возвышенности Джой. По данным сейсмических исследований, здесь выделяется узкий (20–25 км) меридиональный грабен, протяженностью около 450 км. На западном борту грабена многоканальное сейсмопрофилирование выявило в океанической коре серию интенсивных отражений, интерпретируемых в качестве нормальных сбросов [Gopala Rao et al., 1994]. Угол наклона разрывных нарушений составляет 30–40°, они расслаивают весь коровый разрез, включая нижнюю часть осадочного чехла и верхи мантии (рис. 3.24).

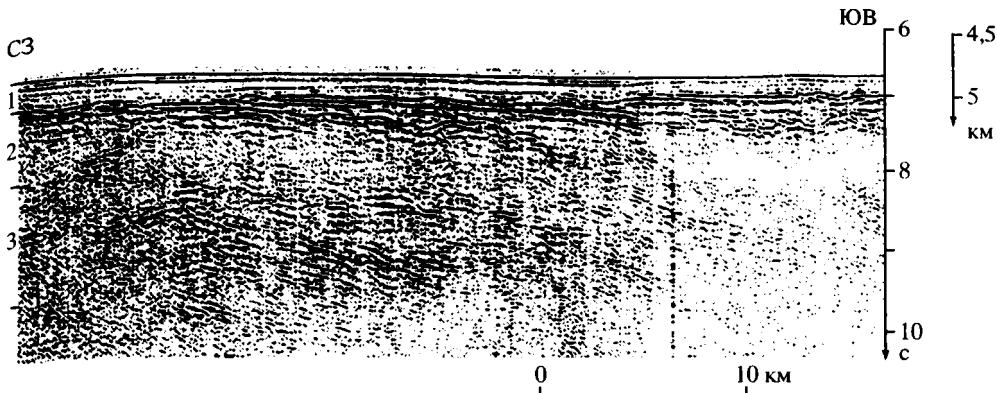
Расшатывая деформации в пределах абиссальной равнины Арго, нельзя не упомянуть о сейсмических аномалиях на записях НСП в осадочном чехле в виде диапирообразных структур. Такие аномалии, получившие в зарубежной литературе название “piercement structures” (структуры протыкания), известны во многих районах Мирового океана [Lancelot, Embley, 1977]. По данным сейсмических исследований НСП и МОГТ, область их распространения располагается в непосредственной близости от Зондского желоба, а структура твердой коры здесь характеризуется повышенной тектонической раздробленностью с многочисленными наклонными нарушениями [Пилипенко, 1997б]. По мнению этого исследователя, данные нарушения (надвиги. – Ю.Р.) могут рассматриваться в качестве подводящих каналов, игравших важную роль при гидротермальной циркуляции и внедрении магматического расплава в осадочную толщу.

### Сомалийская котловина

Сведения о строении Сомалийской котловины базируются на данных изучения рельефа и информации о распределении линейных магнитных аномалий [Геолого-геофизический атлас..., 1975; Norton, Sciater, 1979]. В пределах котловины развита упорядоченная система субширотно ориентированных линейных магнитных аномалий 22–27, соответствующая возрасту 53–54 млн лет.

Анализ материалов МОГТ показал наличие в океанической коре Сомалийской котловины тектонических деформаций, интенсивность и характер которых по площади неодинаковы [Пилипенко, Свистунов, 1990; Пилипенко, Корсаков, 1992]. На сейсмических профилях выделяется поверхность акустического фундамента, которая в восточной части котловины по привязке к скв. DSDP 236 идентифицируется как кровля толеитовых океанических базальтов. Палеоценовый возраст последних находится в соответствии с возрастом коры, определенным по магнитным аномалиям.

По направлению к хребту Чейн, расположенному в северной части Сомалийской котловины, отмечается усиление тектонической раздробленности и расчешуивания корового разреза. Верхняя часть океанической коры котловины во многих местах состоит из системы последовательно наложенных одна на другую тектонических чешуй (рис. 3.25). В средней и нижней частях разреза обособляются протяженные пакеты отражающих горизонтов, интерпретируемых в качестве надвигов. Максимальное расчешуивание пород фундамента на-



**Рис. 3.25.** Мигрированный временный разрез МОГТ, иллюстрирующий тектоническую расчлененность океанической коры в Сомалийской котловине к востоку от хребта Чейн, по [Пилипенко, Свистунов, 1990; Пилипенко, Корсаков, 1992]  
1–3 – океанические слои: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий

блюдается в субмеридиональном направлении, при этом движение масс на север устанавливается по наклонам плоскостей надвигов на юг. Размеры тектонических чешуй достигают 10 км и более. Становление чешуйчато-надвиговой структуры имело место в допалеоценовое время, что устанавливается по перекрытию фундамента горизонтально залегающей толщей осадков, подошва которых датируется палеоценом (см. выше).

## АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

Аравийско-Индийский хребет является составной частью Главной индоокеанской рифтовой системы. Последняя простирается от северного окончания Красного моря через Аденский залив и далее на юго-восток через весь океан вплоть до Австрало-Антарктической группы меридиональных разломов [Пушаровский, 1995]. Именно относительно Главной рифтовой системы ярче всего и видна структурная рассогласованность дна Индийского океана (там же).

Общая длина ее составляет около 22 000 км. На отрезке между разломом Оуэн, отсекающем Аденский залив, и юго-восточным окончанием Индоокеанской рифтовой системы к югу от Австралии в ней выделяются три обособленных спрединговых хребта: Аравийско-Индийский (другое часто употребляемое название – хребет Карлсберг), Центрально-Индийский и Австрало-Антарктический. Аравийско-Индийский и Центрально-Индийский хребты по ряду признаков сопоставляются с некоторыми участками так называемого медленноспредингового Срединно-Атлантического хребта – это высокие, относительно неширокие, сильно расчлененные разломами морфоструктуры, простирающиеся соответственно на 4500 и 2000 км. Скорость спрединга в их пределах в среднем составляет 2,5–3 см/год [Munschy, Schlich, 1989]. В Аравийско-Индийском хребте в позднеплиоценовое–четвертичное время эта скорость составляет 1,25 см/год [Romana et al., 1993].

Австрало-Антарктический хребет, наоборот, очень широкий, с расплывчатыми контурами, “шаг” между пересекающими его разломами намного больше и располагается он на больших глубинах. По своим параметрам этот хребет может сопоставляться с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Скорость спрединга здесь составляет 3–3,7 см/год. От Центрально-Индийского Австрало-Антаркти-

ческий хребет (поднятие) отделяется демаркационной разломной зоной Амстердам, протягивающейся на 2500 км от северной оконечности поднятия Кергелен до южного окончания Восточно-Индийского хребта [Пушаровский, 1995].

Аравийско-Индийский хребет наиболее изучен в геолого-геофизическом отношении. В самой северной части хребта располагается система разлома Оуэн. Далее на юго-восток по простиранию хребта это разломы: Академика Вернадского, Витязя, Вима, Арго и Мария Целеста [Кашинцев, 1991; и др.], в которых устанавливаются элементы тектонически расслоенной литосферы. Детальному изучению этих разломов в значительной степени способствовала Индоокеанская экспедиция, проведенная в 1960–1965 гг. при международном сотрудничестве ученых разных стран и продолженная в 1967 г. в экспедициях на судах Академии наук СССР по проекту “Верхняя мантия” [Чернышева, Безруков, 1966; Чернышева и др., 1972]. Позже из советских экспедиций, изучавших этот район, следует отметить 19-й рейс НИС “Академик Вернадский”, 7-й рейс “Академик Мстислав Келдыш” и 25-й рейс “Дмитрий Менделеев” [Трансформные разломы..., 1986; Кашинцев, 1991].

## Разлом Оуэн

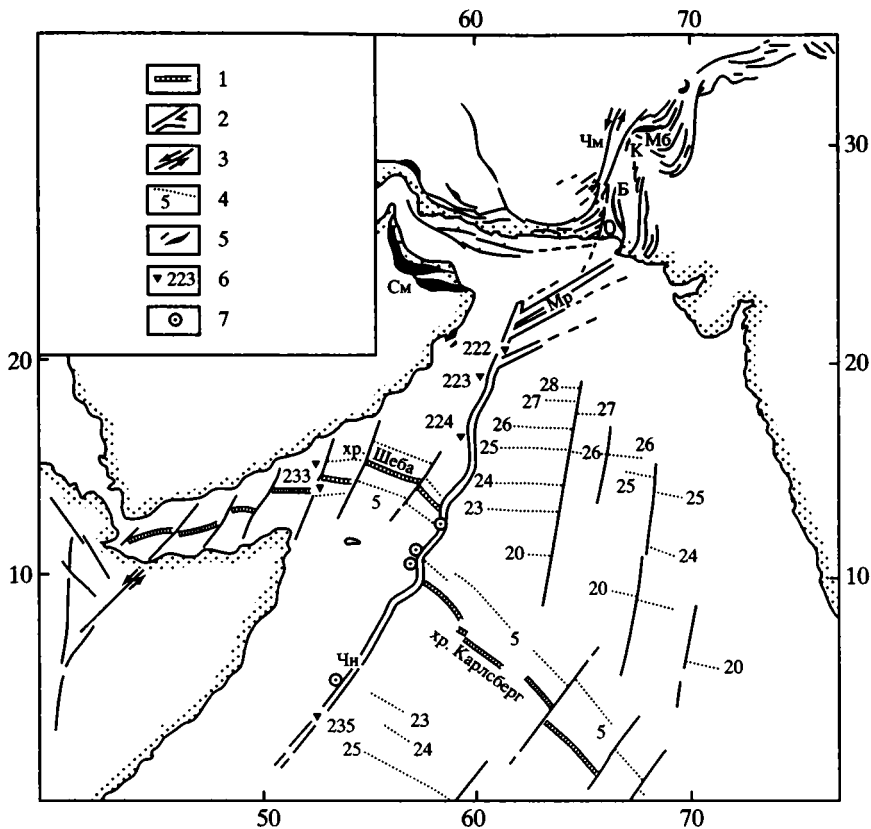
Разлом Оуэн отделяет спредингвый хребет Шеба в Аденском заливе от Аравийско-Индийского хребта, смещая ось рифтовой долины на 300 км по типу правого сдвига. Этот гигантский разлом протягивается параллельно восточному побережью Сомалийского и Аравийского полуостровов на расстоянии около 3000 км и имеет продолжение на континенте вплоть до Сулеймановых гор (рис. 3.26).

Строению разлома посвящена обширная библиография. Впервые он был описан Д.Х. Мэтьюзом [Matthews, 1966]. Тектоническая эволюция дна акватории, включающей зону разлома Оуэн, Аравийское море и Аденский залив, проанализирована в работах А. Лоутона с соавторами, Д. Маккензи и И. Склэтера, Р. Витмарша [Laughton et al., 1970; McKenzie, Sclater, 1971; Whitmarsch, 1974]. Материалы по глубоководному бурению приведены в отчетах DSDP по 23-му и 24-му рейсам б/с “Гломар Челленджер” [Initial Reports..., 1974a, б]. Результаты драгирования в зоне разлома Оуэн отражены в статьях Э. Бонатти и П. Хэмлина, в работах Г.Н. Савельевой по результатам 19-го рейса НИС “Академик Вернадский” и Г.Л. Кашинцева [Bonatti, Hamlin, 1978; Савельева и др., 1980; Савельева, 1981; Кашинцев, 1991].

За последние двадцать лет были опубликованы работы, освещающие строение земной коры в данном регионе по данным естественных геофизических полей [Schlich, 1982; Литосфера..., 1990; Cochran, 1988; Rappola et al., 1995].

По всем признакам разлом Оуэн принадлежит к категории демаркационных [Пушаровский, 1994а, 1995]. Он разграничивает разновозрастные участки Индоокеанской рифтовой системы (Аденский залив –  $N_1$  и Аравийско-Индийский хребет –  $P$ ), а также области с разными геофизическими характеристиками земной коры.

Внутренняя структура зоны разлома Оуэн сложная и отличается большой контрастностью (хребты в сочетании с впадинами–рвами). Восточная часть зоны разлома представляет собой выровненное дно со средними глубинами около 4500 м, а западная – систему хребтов шириной более 100 км с относительным превышением над дном главного трога около 3 км [Кашинцев, 1991]. Западный борт разлома на всем диапазоне глубин сложен серпентинизированными перидотитами (преимущественно лерцолитами с элементами деформационных структур, свойственных тектонитам, – зеркала скольжения, змеевиковая серпенти-

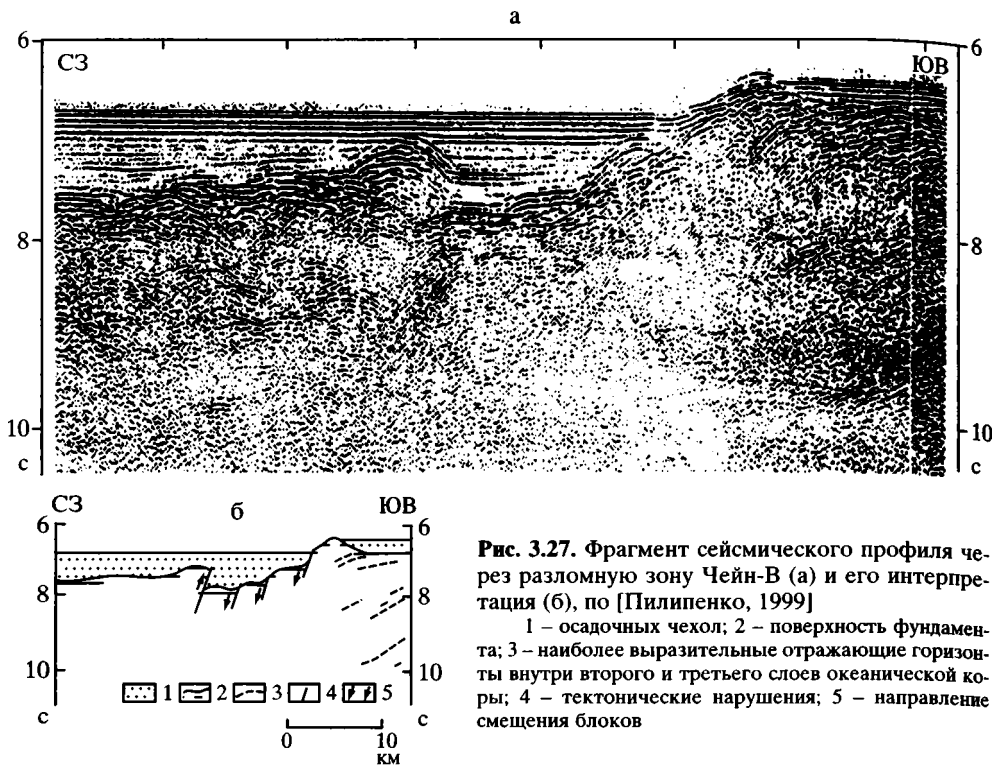


**Рис. 3.26.** Система разлома Оуэн, по [Савельева, 1981]

1 – срединно-океанический хребет; 2 – система разлома Оуэн (Mr – хребет Меррей, Чн – Чейн); 3 – разломы и направление смещений по ним (Чм – Чаманский разлом, О – Орнач-Нал); 4 – магнитные аномалии и их номера; 5 – офиолитовые аллохтоны (Б – Бела, К – Квета, Мб – Муслим-Бах, См – Сеймай); 6 – скважины DSDP и их номера; 7 – пункты драгировок

низация), достигая при этом высоты 4 км. Участки резко расчлененного рельефа со скальными склонами, лишенными осадков, изобилующие кулисообразными отрогами, располагаются на северном и южном окончаниях разлома, соответственно, на хребтах Меррей и Чейн.

Это, пожалуй, единственный пример того, каким образом преобразуется океанский разлом в структурный раздел в покровно-складчатом поясе континента. Севернее 22° с.ш. разлом резко поворачивает к северо-востоку и по простиранию переходит в систему разломов-сдвигов и цепочек офиолитовых аллохтонов Бела, Квета и Муслимбах. Образование офиолитовых покровов на границе палеоцена и эоцена происходило в результате закрытия океанической впадины Тетиса и сопровождалось формированием гигантской полосы серпентинитового меланжа. Его самые южные выходы на побережье западнее г. Карачи имеют непосредственное продолжение на океаническом дне в виде одной из гряд и узкого рва в системе хребта Меррей, “...и нет оснований разрывать эту структуру: восточный офиолитовый шов Тетиса продолжается на хребет Меррей” [Савельева, 1981, с. 12]. По мнению Г.Н. Савельевой, такая трактовка находится в соответствии со структурным рисунком системы: север-север-



**Рис. 3.27.** Фрагмент сейсмического профиля через разломную зону Чейн-В (а) и его интерпретация (б), по [Пилипенко, 1999]

1 – осадочных чехол; 2 – поверхность фундамента; 3 – наиболее выразительные отражающие горизонты внутри второго и третьего слоев океанической коры; 4 – тектонические нарушения; 5 – направление смещения блоков

ро-западные простирания в поясе Бела сменяются к югу меридиональными простираниями с пологими западными падениями в полосе меланжа на побережье, и далее – северо-восточным простиранием хребта Меррей, т.е. очерчивается линия надвига в восточном направлении.

Чешуйчато-надвиговая структура имеет место и в южном отрезке зоны разлома Оуэн, в хребте Чейн, пересекающем северную часть Сомалийской котловины. На восточной и западной периферии хребта в пределах котловины на сейсмических профилях отмечается усиление тектонической деформированности фундамента и максимального его расчленивания в субширотном направлении [Пилипенко, Корсаков, 1992] (см. рис. 3. 25).

На рис. 3.27 приведен фрагмент сейсмического профиля, иллюстрирующий строение разломной зоны Чейн-В, располагающейся вблизи восточного склона хребта. К западу от разломной зоны наблюдается серия сбросовых уступов (структур растяжения), которые ограничиваются с западной стороны надвигом (структурой сжатия). Для восточного крыла зоны характерно наличие пакетов отражающих горизонтов внутри второго и третьего слоев, которые могут рассматриваться как свидетельство значительной тектонической расслоенности корового разреза.

Деформации фундамента и образование чешуйчатых структур субмеридионального простирания, параллельных хребту Чейн, относятся к стадии формирования океанической коры и не затрагивают осадочный чехол. Поле напряжений, в котором реализовалось становление этих структур, соответствовало широтно ориентированному сжатию. Надвиговый фокальный механизм землетрясения, приуроченного к юго-западному отрезку разлома Оуэн, непосредственно примыкающего к хребту Чейн, свидетельствует о наличии такого поля и на современном этапе, при этом максимальный сжимающий стресс



ориентирован вкрест простирания хребта, в направлении северо-запад–юго-восток [Wolfe et al., 1993].

Таким образом, в разломе Оуэн, по крайней мере, в его северном и южном сегментах, налицо явные признаки тектонического сгущивания с формированием меланжевых зон (хребет Меррей) и тектонического расслаивания корового разреза (хребет Чейн).

### **Разлом Академика Вернадского**

Элементы тектонической расслоенности с выводом глубинных пород в верхние части разреза предположительно устанавливаются в зоне разлома Академика Вернадского, расположенного к югу от разлома Оуэн. Он протягивается почти на 600 км, смещая ось Аравийско-Индийского хребта на 120 км. Большое количество субпараллельных тектонических нарушений южнее главного разлома занимает область шириной около 270 км. В этой области ось рифтовой долины зажата между близко расположенными разломами, испытывая по ним многократное смещение. Структурная картина здесь аналогична области сгущения разломов в Центральной Атлантике. Привершинные части поперечных хребтов по данным драгирования сложены тектонизированными тальковыми, антофилит-тальковыми и тремолитовыми породами с хромшпинелидами, образовавшимися по перидотитам, и актинолит-хлоритовыми сланцами с титанитом. Протолитом для последних служили габброиды [Кашинцев, 1991]. Наличие подобных пород, очень характерных для меланжевых зон в областях развития офиолитовых аллохтонов, скорее всего, обусловлено динамотермальным метаморфизмом низких ступеней, связанным с выведением глубинных образований в верхние части разреза океанической коры.

Южная половина Аравийско-Индийского хребта имеет почти меридиональное простирание. Этот отрезок хребта длиной 2000 км протягивается между экватором и 20° ю.ш.; ширина его составляет первые сотни километров. Хребет пересечен большим количеством сближенных разломов, ортогональных по отношению к рифту, но косых по отношению к хребту: пересекающие его разломы простираются с юго-запада на северо-восток под углом 40–45° [Пуцаровский, Сколотнев, 1997]. Среди последних относительно хорошо исследованными являются разломы Вима, Арго и Мария Целеста, пересекающие южную часть Аравийско-Индийского хребта соответственно на 9°, 13°30' и 17°30' ю.ш., и в меньшей степени разлом Витязь. По геометрическим соотношениям рифт–разлом все эти разломы характеризуются компонентой сжатия [Трансформные разломы..., 1986].

### **Разлом Витязь**

Серпентинизированные лерцолиты и серпентиниты слагают верхнюю часть южного поперечного хребта зоны разлома Витязь, расположенной непосредственно к югу от разломов Академика Вернадского. В средней части склона получен обильный материал, представленный гарцбургитами, верлитами и серпентинитами. Подножие склона сложено тальк-тремолит-актинолитовыми породами, габбро-пегматитами, габбро-норитами, диабазами и тальк-тремолит-актинолитовыми породами [Кашинцев, 1991]. Само по себе распределение типов пород в разрезе разломной стенки и наличие метаморфитов амфиболитового уровня в его низах позволяет и здесь достаточно уверенно говорить о большой роли горизонтальных движений в процессе становления трансверсивного хребта разломной зоны.

## Разлом Вима

Среди нарушений Аравийско-Индийского хребта зона разлома Вима, простирающаяся на 1000 км и включающая разломное ущелье и два обрамляющих трансверсивных хребта, выделяется наибольшей контрастностью рельефа: на дне разломного ущелья находится наибольшая глубина северной половины Индийского океана – 6492 м, а гребни хребтов достигают отметок 1330 и 1775 м. Длина межрифтового участка составляет 180 км; смещение рифтовой долины – правостороннее.

В разломе Вима обнаружена широкая гамма пород ультраосновного и основного состава. На юго-восточном борту разломного ущелья, по всей видимости, вскрыт фрагмент “нормального” ненарушенного разреза океанской коры. Верхняя часть склона сложена базальтами, мощностью около 500 м. Ниже базальтов залегают габброиды, мощность которых колеблется от 1,5 до 3 км. Габбро по тектоническому контакту перекрывают ультрамафиты [Трансформные разломы..., 1986]. По простирацию склона меняется его строение: на отдельных участках ультрамафиты слагают верхние части разреза.

Северо-западный борт разломного ущелья сложен теми же самыми породами. Однако мощность базальтов здесь около 1 км. Ниже по разрезу прослеживаются габбро, которые на дне ущелья подстилаются ультрабазитами. В самом северо-западном углу исследованного участка габбро и базальты исчезают, а весь склон до самых высоких гипсометрических уровней сложен ультрабазитами.

В нижней части северо-западного борта были подняты фрагменты серпентинитовой брекчии, по облику аналогичные серпентинитовому меланжу: в глиноподобной серпентиновой массе беспорядочно рассеяны обломки ультрамафитов (до 10 см в поперечнике). Обломки имеют изометричную, неправильную, часто обтекаемую “обтертую” форму, а их поверхности нередко представляют собой зеркала скольжения. Участники драгирования рассматривают такие брекчии в качестве серпентинитовых олистостромов и связывают их образование с протрузиями серпентинитов [Трансформные разломы..., 1986].

## Разлом Арго

Один из крупнейших трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта – разлом Арго – пересекает хребет в пределах 10–15° ю.ш. под углом в 40°. Его длина превышает 1100 км. Разлом по всему простираию выражен узким ущельем, сопровождаемым с обеих сторон хребтами. Глубины днища ущелья 4–4,5 км, а его ширина 12 км.

На участке между 66°50' и 67° в.д. обнаружен комплекс магматических пород, включающий лерцолиты, гарцбургиты, габбро, диабазы и плагиограниты – производные толеитовой магмы [Трансформные разломы..., 1986; Engel, Fisher, 1975]. Точное геологическое положение драгированных пород здесь не установлено, однако четкое различие в строении бортов разломного ущелья не вызывает сомнений. На юго-восточном борту под базальтами, мощность которых около 1 км, фиксируется слой габбро, который включает в себя и другие породы расслоенной серии. Северо-западный борт сложен исключительно базальтами, которые вблизи дна ущелья тектонически контактируют с ультрабазитами. Разный гипсометрический уровень залегания последних позволяет предполагать, что строение этого борта имеет блоковый характер [Трансформные разломы..., 1986].



вает общую особенность строения бортов разломных долин, подмеченную нами при изучении трансформных разломов Центральной Атлантики: выделенные на различных гипсометрических уровнях те или иные разновидности пород не прослеживаются на сколько-нибудь значительные расстояния по простиранию разломных зон. Такое явление обусловлено сильной нарушенностью разреза трансверсивных хребтов как сбросами, так и надвигами.

## ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

От Главной индоокеанской рифтовой системы на юго-запад отходит Юго-Западный Индийский хребет. Район сочленения этого хребта с Аравийско-Индийским и Центрально-Индийским хребтами представляет собой классический пример тройного сочленения спрединговых хребтов [Пушаровский, Пейве, 1996]. Хребет представляет собой очень узкую, сильно расчлененную субмеридиональными разломами структуру с контрастным рельефом.

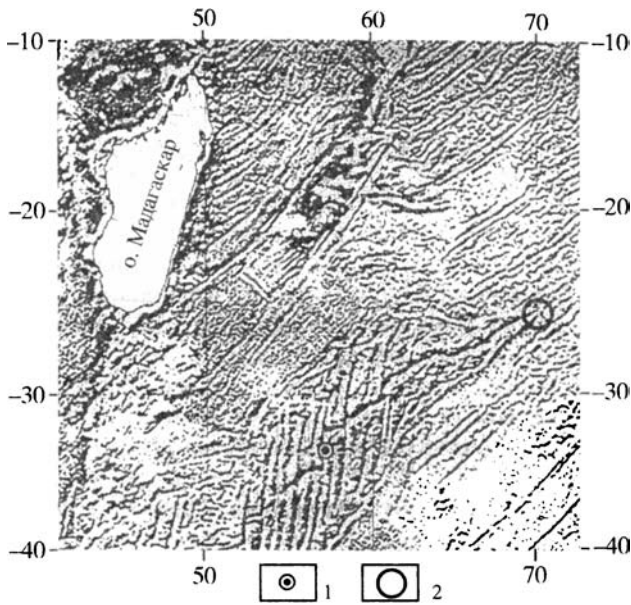
Юго-Западный Индийский хребет простирается от демаркационного разлома Принс-Эдуард, являющегося тектоническим разграничением Атлантического и Индийского океанов [Пушаровский, 1995], на северо-восток на 4000 км, до узла тройного сочленения Родригес. Ширина этого узкого хребта составляет всего около 200 км. На всем протяжении хребет рассечен косо ориентированными (под углом 35–40°) по отношению к его северо-восточному простиранию субмеридиональными разломами, которые в целом ортогональны рифту [Пушаровский, Сколотнев, 1997]. На гравиметрической карте прекрасно выражено “агрессивное” внедрение Юго-Западного Индийского хребта в Индоокеанскую рифтовую систему (см. рис. 3.1) Данное обстоятельство позволяет говорить о проградации хребта на восток вследствие продольных растягивающих усилий (там же) и, несомненно, указывает на его относительную молодость. Формирование Юго-Западного Индийского хребта, судя по магнитным аномалиям, началось в позднем миоцене.

## Разлом Атлантис II

Именно в этом хребте получены прямые геологические доказательства чешуйчато-надвигового строения трансверсивных хребтов разломных зон [Разницын, 2002]. Это результаты глубоководного бурения и сопутствующих геолого-геофизических исследований в зоне крупного (амплитуда смещения рифта около 200 км) разлома Атлантис II, пересекающего Юго-Западный Индийский хребет по 57° в.д.

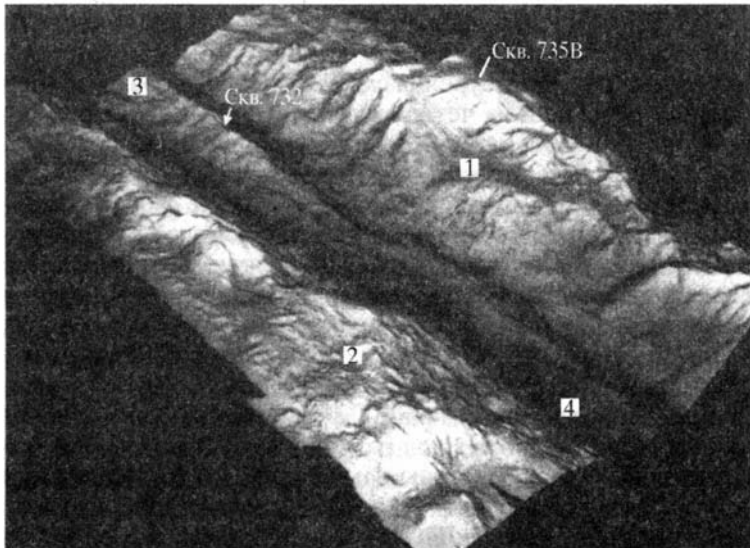
Скважина 735В пробурена в активной части разлома, примерно посередине межрифтового отрезка, в координатах 32°40' ю.ш., 57°15' в.д. (рис. 3.29) и располагается в вершинной части грандиозного восточного трансверсивного хребта, в пределах его самой мелководной части – банки Атлантис (рис. 3.30). Это первая, и пока единственная, скважина на такой значимой структуре, как трансверсивный хребет зоны трансформного разлома.

Местоположение скважины на участке между уверенно идентифицированными магнитными аномалиями 5 и 5а само по себе предполагало наличие здесь “нормальной” океанической коры миоценового возраста (11,5 млн лет). Однако скважина сразу вошла в габброиды и прошла по ним 500 м (118-й рейс “Джонидес Резолюшн”, 1987 г.), а спустя 10 лет в 176-м рейсе была углублена еще на 1000 м, так и не выйдя из габбро [Leg 118..., 1988; Dick et al., 1998]. Разрез сква-



**Рис. 3.29.** Местоположение скв. ODP 735B. Картографическая основа – гравиметрическая карта, по [Sandwell, Smith, 1997]

1 – скв. 735B; 2 – область тройного сочленения Родригес



**Рис. 3.30.** Карта теневого рельефа зоны разлома Атлантис II, по [Proc. ODP 1991], с дополнениями

Элементы зоны разлома: 1 – восточный трансверсивный хребет, 2 – западный трансверсивный хребет, 3 – медианный хребет, 4 – долина разлома

Площадь карты составляет около 4000 км<sup>2</sup>. Скв. 735B располагается на гребне восточного трансверсивного хребта, в районе банки Атлантис, на глубине 700 м; глубина разломной долины, ось которой располагается всего в 20 км к западу от скважины, составляет более 6000 м. Скв. 732 пробурена в гребневой части медианного хребта, возвышающегося над днищем разломной долины приблизительно на 1500 м. Грубозернистые турбидиты, вскрытые скважиной, состоят из обломков перидотитов, габбро, базальтов, зеленых сланцев

жины состоит в основном из габбро и оливиновых габбро (15 и 70%, соответственно), габбро-норитов, Fe–Ti окисленных габбро и троктолитов.

Такие результаты оказались для участников бурения достаточно неожиданными, поскольку никак не вписывались в традиционные представления о двухслойном строении океанической коры, где 2-й слой, продуцирующий магнитные аномалии, должен был быть сложен базальтами и, отчасти, породами дайкового комплекса. Тем более, что драгировки в окрестностях скважины, помимо большого количества серпентинизированных ультрамафитов и габбро, принесли также диабазы, базальты и зеленокаменно измененные породы.

Впоследствии было установлено, что габброиды, вскрытые скв. 735В, вполне могут быть источником полосовых магнитных аномалий, что косвенно подтверждается абсолютным возрастом цирконов из жилы трондьемитов (11,3 млн лет; U–Pb-метод), совпадающим с возрастом, предсказанным по магнитным аномалиям [Stakes et al., 1991; Pariso, Johnson, 1993]. Трондьемиты, а также лейкодиориты и тоналиты, составляют около 0,5% от общего объема разбуренных пород.

Авторы бурения надеялись, что углубление скважины позволит пройти зону перехода кора–мантия и войти в серпентинизированные ультрамафиты. Высокие значения гравитационных аномалий Буге, очень примитивный состав троктолитов, вскрытых в нижней части первоначально пробуренных 500 м, приуроченные к этому уровню четкие субгоризонтальные рефлекторы – все это могло указывать на непосредственную близость поверхности М [Dick et al., 1998]. Вместо этого при повторном бурении скважина опять вошла в менее примитивные оливиновые габбро непосредственно глубже отметки 500 м, а вблизи основания углубленной скважины, на глубинах около 1500 м, снова были получены троктолиты.

В представлениях авторов бурения скв. 735В вскрыла разрез габбровой океанической коры, состоящий из четырех основных блоков, сложенных относительно примитивными габбро и троктолитами, мощностью от 200 до 700 м, каждый из которых характеризуется своей собственной химией и петрологией [Dick et al., 1998]. Разрез, по их мнению, совершенно не схож с офиолитами или расслоенными интрузиями, поскольку в нем отсутствуют признаки экстенсивной “магматической седиментации” – это скорее plutonический фундамент, состоящий из серии небольших быстро закристаллизовавшихся интрузий.

Однако возможна и иная интерпретация. Анализ опубликованных материалов бурения и сопутствующих геолого-геофизических данных привел автора настоящей работы к выводу о тектоническом сдвиге разреза габброидов и о ведущей роли надвиговых деформаций в формировании аномально поднятого участка трансверсивного хребта зоны разлома Атлантик II. Здесь можно отметить, что такие выводы были сделаны нами еще в 1991 г., задолго до повторного бурения и проведения дополнительного комплекса геолого-геофизических исследований в районе скважины [Пуцаровский, Разницин, Соколов, 1991].

Главной отличительной особенностью разреза скв. 735В является широкое развитие деформаций в габброидах, при этом наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций с последующим снижением температур и возрастанием стресса. Габброиды несут в себе сложную запись высокотемпературного метаморфизма при субсолидусных температурах, а также хрупких деформаций и гидротермальных изменений при относительно низких. На рис. 3.31 приведена схематическая литологическая колонка верхних 500 м скважины, где такие деформации занимают не менее 30% от общего объема пробуренных пород.

**Рис. 3.31.** Схематическая литологическая колонка верхней части разреза скв. 735В, по [Dick, Meyer et al., 1991], с изменениями

1 – ориентировка минеральной уплещенности (foliation) в метаморфизованных габброидах; 2 – минеральная уплещенность в зонах деформаций в апогабровых метаморфитах гранулитовой (верхняя часть колонки в интервале 0–100 м) и амфиболитовой (нижняя часть колонки на уровне 500 м) фаций метаморфизма; 3 – гидротермальные трещины; 4 – пологие разломы

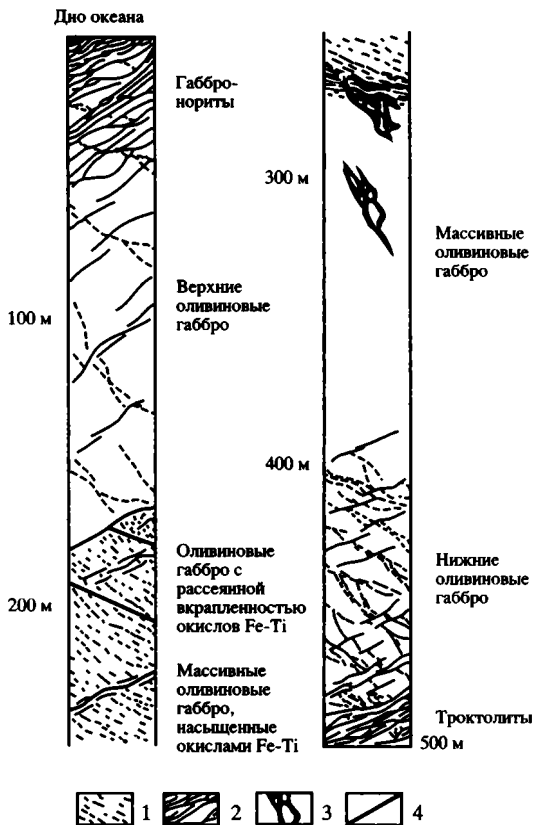
Отдельные интервалы разреза, мощностью до 200 м, рассечены зонами скальвания (shear zones), с которыми ассоциируют метаморфиты гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Пластические и хрупкопластические деформации габброидов в этих зонах начались при температурах 900–700 °С и проходили с последующим снижением температур до значений порядка 450 °С и увеличением стресса [Stakes et al., 1991; Cannat, Mevel, Stakes, 1991]. К ним также приурочены интенсивные катаклаз и милонитизация пород.

Такие зоны интерпретируются авторами бурения в качестве разломных, при этом отмечается практически повсеместное их пологое (30–40°) падение. Горизонтальные перемещения по ним, по мнению авторов бурения, могут достигать нескольких километров [Dick et al., 1998]. Наиболее интенсивные деформации такого рода представлены в самых верхних 100 м разреза скважины, где вскрыты амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а также в интервале 500–600 м, где, как подчеркивают авторы бурения, деформации в габброидах сопровождались образованием настоящих амфиболитов [Dick et al., 1998; 2000].

По результатам видеосъемки на плоской поверхности банки Атлантис в районе скв. 735В установлен наклон минеральной уплещенности (foliation) в апогабровых метаморфитах в север–северо-восточном направлении, в сторону оси ЮЗИХ [Dick et al., 1998]. Кроме того, на всем протяжении банки Атлантис было закартировано несколько полого наклоненных в том же направлении субширотных зон скальвания и милонитизации пород. По аналогии можно предположить, что такую же ориентировку имеет и тектоническая зона в интервале 500–600 м.

Именно к этому интервалу в разрезе скважины приурочена плоскость предполагаемого надвига, по которому происходило тектоническое сдвигание габбрового разреза. В основании плоскости надвига располагаются троктолитовые габбро и троктолиты, а под ней весь 1000-метровый разрез, вскрытый повторным бурением.

В пользу такой интерпретации свидетельствуют и данные сейсмических исследований. Вертикальное сейсмическое профилирование в районе скважины



выявило в разрезе серию субгоризонтальных и полого наклоненных (30–35°) рефлекторов на уровнях 50–70, 225–250, 560 и 760–825 м ниже поверхности дна [Swift et al., 1991]. Рефлектор на уровне 560 м до проведения повторного бурения интерпретировался в качестве отражения от субгоризонтального разлома на границе кора–мантия (там же) и в целом соответствует положению контакта троктолитов и нижележащих габбро–норитов. Два рефлектора на уровнях 640 и 830 м также интерпретируются в качестве отражений от пологих тектонических зон.

Участники бурения связывают наклонные рефлекторы в разрезе верхней части трансверсивного хребта зоны разлома Атлантис II, где располагается скв. 735В, и в третьем слое океанической коры вообще, с зонами хрупкопластических деформаций в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Другая группа наклонных отражающих горизонтов коррелируется с многочисленными зонами скальвания (shear zones), сложенными Fe–Ti окисленными оливиновыми габбро. На контакте последних с более массивными габброидами имеет место резкий скачок плотностей пород и, как результат, появление четких отражающих горизонтов [Dick, Meyer et al., 1991]. Для реализации подобной волновой картины мощность таких расслоенных зон должна быть порядка 50–200 м, что находится в полном соответствии с данными бурения.

Авторы бурения особо подчеркивают наличие в разрезе скважины многочисленных пологих взбросовых (читай надвиговых. – Ю.Р.) зон (revers-sense shear zones), оставляя вопрос об их генезисе за скобками. Большое количество подобных зон, мощностью до 30 м, отмечается в нижней части разреза, в интервале 900–1100 м.

Плоскости разломов с небольшими смещениями обычно сопровождаются брекчированием, катаклазом и ультракатаклазом габброидов. Такие явления повторяются по разрезу нижних 1000 м скважины не менее 600 (! – Ю.Р) раз [Dick et al., 1998]. Эти микроразломы залечены кальцитом, актинолитом и смектитом. Минеральные ассоциации, связанные с хрупкими деформациями, включают также кальцит, аморфный кварц, пренит, хлорит, эпидот и вторичный плагиоклаз.

В целом по разрезу имеет место как бы обратная (инвертированная) метаморфическая зональность: высокотемпературные изменения пород наиболее обильны в верхней части разреза, а низкотемпературные сосредоточены в его низах [Dick et al., 1998]. Такая необычная картина легко объясняется, если принять нашу точку зрения и считать, что верхние 500 м габброидов располагались в основании разбуренного разреза, а впоследствии по пологому тектоническому срыву были перемещены в его верхнюю часть. Поэтому нельзя не согласиться с авторами бурения, указывающими на несхожесть “метаморфической стратиграфии” полученного разреза с таковой в ненарушенных офиолитовых комплексах и отмечающими, что метаморфизм габброидов контролировался не глубиной их залегания, а тектоникой [Stakes et al., 1991].

На большую вероятность такого сценария указывает также очень высокое (90–100 МПа) давление при формировании диопсидсодержащих жил, пересекающих габброиды скважины на глубине 350 м. Расчитанные по данным изотопного анализа расплавных включений эти значения указывают на первичное формирование жил на глубинах около 2 км ниже поверхности дна [Vanko, Stakes, 1991]. В этом же русле находятся и данные по химическому составу пород. Так, оливиновые габбро в нижней части разреза представляют собой менее примитивные породы, с более высокими содержаниями  $TiO_2$  и  $Na_2O$ , чем те, которые располагаются в его верхах [Dick et al., 1998; Muller et al., 1997].



Наше предположение о тектоническом сдвиге разреза в скв. 735В и о его чешуйчато-надвиговом строении в целом хорошо увязывается с результатами широкоугольного сейсмического профилирования [Muller et al., 1997].

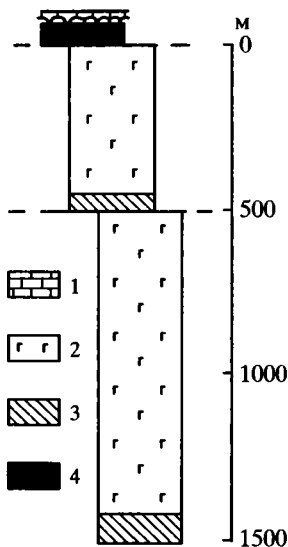
Сейсмический профиль, в центральной части которого располагается скважина, проходил в меридиональном направлении вдоль гребня восточного трансверсивного хребта разломной зоны Атлантис II. К северу и к югу от скважины фиксируется типичная двухслойная океаническая кора: верхний высокоградиентный слой, соответствующий по всем параметрам второму океаническому, имеет мощность 2 км. Подстиляется он низкоградиентным третьим слоем такой же мощности. В целом, мощность коры в окрестностях скважины составляет  $4 \pm 1$  км. Непосредственно под скважиной поверхность М залегает уже на глубинах  $5 \pm 1$  км, при этом 2-й слой здесь отсутствует. Увеличение мощности коры под скважиной в среднем на 1 км по сравнению со смежными участками банки Атлантис, по нашему мнению, произошло за счет тектонического сдвигания разреза в условиях интенсивного сжатия.

Авторы исследования полагают, что основание магматической коры под скважиной может располагаться на глубине 2 км под дном, а ниже залегают серпентинизированные ультрамафиты, мощностью 2–3 км. При этом принимается в расчет, что скорости продольных сейсмических волн 6,9 км/с, свойственные габброидам, имеют такие же значения и в подстилающих ультрабазитах, если последние серпентинизированы на 10–35%. Значения скоростей продольных сейсмических волн непосредственно в районе скважины увеличиваются от 5,8 км/с в кровле разреза до 6,5 км/с уже на глубине около 1 км ниже поверхности дна, а мощность слоя с  $V_p = 6,9$  км/с увеличивается здесь более чем в два раза по сравнению с периферийными участками платформы Атлантис.

Геологические исследования на банке Атлантис были продолжены в 1998 г. Скв. 1105, пробуренная в 179-м рейсе “Джоидес Резолюшн” с применением новой методики ударного бурения, в 1,3 км к северо-востоку от скв. 735В вскрыла 160 м разреза габброидов, состоящего из уже знакомого по скв. 735В набора пород. Это габбро, окисленные Fe-Ti габбро, оливковые габбро, габбро-нориты, в небольшом количестве снова представлены троктолиты [Casey et al., 1998]. Отличительной чертой этого разреза является хорошо выраженная полосчатость пород. Мощность прослоев колеблется в интервале от нескольких сантиметров до нескольких метров. Подобный тип разреза отсутствует в колонке скв. 735В, хотя стиль хрупкопластических деформаций пород, сосредоточенных внутри полого наклоненных зон скалывания, сохраняется.

В процессе бурения 42 неглубоких (первые метры) скважин специальным пробоотборником на всем протяжении плоской вершинной поверхности банки Атлантис были получены не только нижнекоровые габброиды, аналогичные разбуренным в скв. 735В и 1105, но также долериты, базальты, мелководные известняки и, что самое интригующее, – серпентинизированные ультрамафиты [MacLeod et al., 1998]. Видеокамера, установленная на пробоотборнике, позволяла до начала операций бурения убедиться в том, что пробы берутся из коренных выходов.

Существует большая вероятность того, что разбуренные на поверхности банки Атлантис мантийные ультрамафиты представляют собой эрозионные останцы тектонической пластины, ранее перекрывающей габброиды. Следы волновой эрозии и мелководный характер известняков, перекрывающих поверхность банки, свидетельствуют о том, что этот участок трансверсивного хребта какое-то время располагался вблизи уровня моря и впоследствии погрузился на современные глубины около 700 м [MacLeod et al., 1998, и др.]. Более того, гра-



**Рис. 3.32.** Схематический геологический разрез верхней части восточного трансверсивного хребта зоны разлома Атлантис II в районе банки Атлантис

1 – известняки; 2 – габбро; 3 – троктолиты; 4 – мантийные ультрабазиты

виметрические данные говорят о том, что наиболее возвышенные участки восточного трансверсивного хребта слагаются высокоплотными породами (ультрабазитами), тогда как в понижениях рельефа залегают менее плотные образования [Dick, Shouten et al., 1991].

Если это действительно так, то зона высокотемпературных пластических деформаций в верхних 100 м разреза скв. 735В, где развиты апогаббровые амфиболовые гнейсы и амфиболиты (см. выше), может представлять собой метаморфическую подошву (metamorphic sole) в основании покрова ультрамафитов, а сами деформации связаны с надвиганием горячих ультрамафитов. Подобные образования, неред-

ко с обратной метаморфической зональностью, широко известны под многими офиолитовыми аллохтонами и уже давно считаются индикаторами внутриокеанических надвигов (см. главу 3). Аналогичные по происхождению и структурной позиции метаморфиты ранее были описаны в разломных зонах Вима и Элтанин, соответственно, в Атлантическом и Тихом океанах [Разницин, 2001; Силантьев, 1995].

Таким образом, анализ данных бурения скв. 735В и сопутствующих геолого-геофизических материалов привел нас к выводу о сложной чешуйчато-надвиговой структуре рассмотренного участка восточного трансверсивного хребта зоны разлома Атлантис II (рис. 3.32). Основной срыв при формировании этой структуры был приурочен к нижней части корового разреза в области перехода кора–мантия. Выведение глубинных пород (габбро и ультрамафитов) в верхние горизонты коры по этому срыву началось непосредственно в рифтовой зоне, спустя короткое время после кристаллизации габброидов, в процессе амагматического (“сухого”) спрединга в условиях растяжения. Впоследствии растяжение сменилось сжатием и произошло тектоническое сдвигание разреза третьего слоя и становление мантийных ультрамафитов в виде аллохтонной пластины поверх габброидов. Движение масс при этом происходило по направлению с севера на юг (по нормали к простираению оси ЮЗИХ), что устанавливается по южной вергентности зон милонитизации и хрупкопластических деформаций в габброидах.

Следующий этап тектонической эволюции платформы Атлантис связан с крупноамплитудными вертикальными блоковыми движениями: изученный участок трансверсивного хребта был поднят до уровня моря и подвергся интенсивной эрозии, после чего вновь погрузился до глубин 700 м.

Весь процесс эволюции рассмотренного участка восточного трансверсивного хребта зоны разлома Атлантис II, начиная от магматического становления габброидов и последующего тектонического скупивания молодой океанической литосферы и заканчивая формированием аномально поднятого блока трансверсивного хребта, укладывается в относительно короткий промежуток времени 11,5 млн лет. Ведущая роль в этом процессе принадлежит горизонтальным перемещениям пластин и блоков океанической коры и верхней мантии.

Имея в виду результаты наших исследований в Атлантике в зонах разломов Вима и Романш [Разницын, 2001; Bonatti et al., 1991], можно полагать, что такая схема развития аномальных участков трансверсивных хребтов свойственна молодым океанам вообще.

## **АВСТРАЛО-АНТАРКТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ**

### **Австрало-Антарктическая разломная зона**

Эта крупнейшая разломная зона разделяет Тихий и Индийский океаны между Австралией и Антарктидой и по классификации Ю.М. Пущаровского [2001] относится к группе демаркационных разломов. В иностранной литературе эта зона получила название “Австрало-Антарктический дискорданс” (Australian-Antarctic Discordance – ADD) [Christie et al., 1998].

Зона располагается между 115° и 130° в.д. на юго-восточном окончании Австрало-Антарктического срединного хребта и простирается в меридиональном направлении на 2000 км. Она включает в себя по меньшей мере пять сближенных параллельных разломов. Специфику этого района составляет залегание сводовой части хребта на больших глубинах, превышающих 4000 м. Некоторые авторы связывают это явление с необычно холодной мантией под данным районом, результатом чего стал крайне низкий бюджет магмы и резкое утонение коры. Для более полной характеристики рассматриваемого района можно добавить, что с ним связаны отрицательные гравитационные аномалии и значительное понижение геоида. К восточной части зоны приурочена смена базальтов тихоокеанского и индоокеанского типа, различающихся по изотопному составу Pb, Sr и Nd.

Новейшие исследования с многолучевым эхолотом выявили в наиболее глубоководной восточной части разломной зоны наличие хаотического рельефа дна, происхождение которого связывается с преобладанием тектонического фактора над магматическим при формировании коры на протяжении последних 30 млн лет [Christie et al., 1998]. Наиболее типичными формами рельефа являются структуры “megamullions”, происхождение которых, так же как в Атлантике (см. главу 1), связывается с пологими глубинными срывами “detachment faults” (там же). Драгирование этих морфоструктур и стенок рифтовой долины выявило обилие ультрамафитов. Гравиметрические исследования также показали широкое распространение в верхней части коры и непосредственно на дне высокоплотных образований (серпентинизированных ультрамафитов).

Таким образом, целый ряд признаков позволяет говорить о тектонической расчлененности литосферы в пределах Австрало-Антарктической разломной зоны.

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛАИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

Несмотря на явную структурную рассогласованность Индийского океана, здесь не в меньшей степени, чем в Атлантике, присутствуют элементы тектонической расчлененности океанической литосферы. Это положение относится к глубоководным котловинам и океаническим поднятиям внутри них, и к срединно-океаническим хребтам.

Прежде всего это – гигантская область молодых и современных так называемых “внутриплитных деформаций” в центральной части океана, включаю-

шая в себя Центральную котловину; плато Осборн и поднятие Афанасия Никитина, расположенные внутри котловины; Восточно-Индийский хребет; Кокосовую и западную части Западно-Австралийской котловины. Весь комплекс геофизических исследований, проведенных здесь за последние три десятилетия, находится в соответствии с этим выводом. Широкое распространение надвигов в литосфере перечисленных морфоструктурных элементов подтверждено новейшими сейсмическими работами.

Обширный сейсмический материал свидетельствует о широком распространении надвиговых структур в коре других глубоководных котловин – Сомалийской, восточной части Западно-Австралийской (абиссальная равнина Гаскойн), Северо-Австралийской и впадины Кювье. При этом характер сейсмических разрывов с наличием большого количества наклонных отражающих горизонтов практически идентичен таковому в хорошо изученных районах Северной Атлантики.

Так же, как в Атлантике, в Индийском океане глубинные породы нередко выведены в верхние горизонты корового разреза, при этом гипсометрический уровень их залегания не зависит от приуроченности к какому-либо типу морфоструктур.

Ряд косвенных признаков, таких как наличие глубинных образований (ультрамафитов и габбро) в верхних частях корового разреза, присутствие на разных уровнях метаморфитов амфиболитового ряда, элементы тектонического сдвигания разреза, повсеместная интенсивная тектонизация пород, достаточно определенно указывают на горизонтальную тектоническую расслоенность литосферы в зонах трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта (разломы Оуэн, Витязь, Вима, Арго и Мария Целеста),

Прямые доказательства чешуйчато-надвиговой структуры в зоне разлома Атлантис II в пределах Западно-Индийского хребта получены при бурении скв. 735В и сопутствующих геолого-геофизических исследованиях. Тектоническое сдвигание габброидного разреза, наличие в 1500-метровой буровой колонке большого количества пологих тектонических зон, сложенных метаморфитами амфиболитового уровня и совпадающих с четкими отражающими горизонтами, присутствие в кровле разреза тектонических останцов ультрамафитового покрова и другие признаки свидетельствуют в пользу такого вывода.

Геологическая изученность спрединговых хребтов Индийского океана не идет ни в какое сравнение с изученностью Срединно-Атлантического хребта. Тем не менее, кое-какие данные о распространении глубинных пород в бортах рифтовых ущелий имеются и здесь.

В пределах рифтовой долины Аравийско-Индийского хребта на 5° с.ш. опробование восточного склона от подножия до гребня в интервале глубин 5–2 км показало присутствие во всем диапазоне глубин ультрамафитов различного состава. В подножии встречены апогарцбургитовые серпентиниты, а также тальк-тремолит-актинолитовые сланцы. В нижней части склона в ассоциации с перидотитами подняты крупнозернистые габбро и габбро-нориты, в средней – диопсидовые гарцбургиты, верлиты и серпентиниты. Гребень хребта сложен серпентинитами и серпентинизированными плагиоклазовыми лерцолитами [Кашицев, 1991]. Распределение типов пород, свидетельствующее о тектоническом совмещении в едином разрезе разноглубинных образований, и наличие метаморфитов амфиболитового ряда в его основании являются указаниями на вывод мантийных тектонитов в верхние горизонты коры по глубинным срывам, активным в периоды отсутствия вулканической деятельности (“сухой спрединг”).

Ближний комплекс пород в сходной структурной позиции встречен и на отдельных участках рифтовой зоны Юго-Западного Индийского хребта [Чернышева, Безруков, 1966; Чернышева, 1969; Чернышева и др., 1972].

В последние годы выяснилось, что протяженные участки Юго-Западного Индийского хребта от 15° до 35° в.д. характеризуются хаотичным рельефом с обилием выходов ультрамафитов непосредственно на дно океана [Madsen et al., 1996; Grindlay et al., 1996].

Резюмируя сказанное, можно констатировать, что надвиги и признаки горизонтальной тектонической расслоенности в литосфере Индийского океана обнаружены в разных тектонических элементах. Они зафиксированы в твердой коре глубоководных котловин как на западе, так и в центре, и на востоке акватории, в поднятиях в пределах котловин и в разломах, секущих срединные хребты. Структурные области с утолщенной океанической корой (поднятие Афанасия Никитина, Восточно-Индийский хребет) также возникли в связи с тектоническим скучиванием коровых литопластин.

Анализ геолого-геофизических материалов по Северо-Индоокеанскому региону со всей очевидностью свидетельствует о том, что условия горизонтального сжатия коры и ее субстрата, приведшие к их тектоническому расслоению, возникали в разных геодинамических обстановках и были вызваны воздействием различных факторов, действовавших разновременно.

Иллюстрацией сложной, мозаичной, структуры коры Индийского океана служит карта линейных магнитных аномалий, составленная А.А. Шрейдером (см. рис. 3.15). Выделяется три группы магнитных аномалий: 1) аномалии, сформированные в рифтовых зонах, прекративших свое существование еще в мезозое (M0-M25); 2) те же – в кайнозое (M20-M34); 3) возникшие в рифтовых зонах, которые существуют и сегодня (M1-M34).

Первая группа аномалий тяготеет к океанским окраинам на западе океана – котловинам Африкано-Антарктической, Агульяс, Мозамбикской и Сомалийской. На востоке это восточная часть Западно-Австралийской котловины и Северо-Австралийская, с абиссальными равнинами Гаскойн и Арго, соответственно, котловины Кювье и Пертская. Аномалии M0-M11 выявлены в Бенгальском заливе. Самые древние аномалии (M5-M25) зафиксированы на равнине Арго и в Сомалийской котловине.

Вторая группа аномалий развита в Аравийской котловине, в восточной части Сомалийской, в Маскаренской, Мадагаскарской и Центральной котловинах, а также в западной части Западно-Австралийской.

Третья группа охватывает Аденский залив и все современные срединные хребты: Аравийско-Индийский, Юго-Западный Индийский и Австрало-Антарктический.

Разновременность тектонического расслаивания верхней части литосферы Индийского океана явно следует из анализа карты магнитных аномалий, сейсмических профилей и данных глубоководного бурения. Если в области “внутриплитных” деформаций в центральной части океана этот процесс начался в позднем миоцене в районах с корой кайнозойского возраста и продолжается, судя по деформациям осадочной толщи, донныне, то вне этой области надвиговыми деформациями затронута океаническая кора раннемелового возраста в восточной части Западно-Австралийской котловины (равнина Гаскойн) и во впадине Кювье, позднеюрского возраста – в Северо-Австралийской котловине (равнина Арго) и позднепалеоценового – в Сомалийской котловине. Эти деформации носят явно доседиментационный характер, поскольку осадки во всех этих морфоструктурах залегают горизонтально, запечатывая деформированный фундамент. Стало быть, их возраст достаточно близок возрасту самой коры, а реализовались они на ранних стадиях формирования этих структур.

## **ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

Во многих офиолитовых комплексах имеются свидетельства крупных горизонтальных перемещений масс горных пород, происходивших на стадии первичного формирования офиолитов в океанических условиях, до их тектонического становления в виде офиолитовых аллохтонов в складчатых зонах континентов или в аккреционных комплексах континентальных окраин. Поэтому представляется очень интересным рассмотреть характер проявления этих перемещений в древней океанической литосфере, приведших к ее тектоническому расслаиванию, и проследить геологические события, сопровождающие этот процесс. Эти данные оказываются весьма полезными при изучении строения и истории развития коры и верхней мантии современных океанов. При этом выделяются комплексы – показатели ранней, доорогенной, тектонической расслоенности палеоокеанической литосферы, включающие в себя метаморфическую подошву в основании офиолитовых аллохтонов, тектонические брекчии внутри офиолитовых разрезов и мономиктовые серпентинитовые меланжи.

### **КОМПЛЕКСЫ – ПОКАЗАТЕЛИ РАННЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ**

#### **ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ С МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПОДОШВОЙ В ОСНОВАНИИ**

Метаморфические породы в ассоциации с офиолитами описаны во многих районах мира. Обычно они располагаются под аллохтонными ультрамафитами в виде тонких тектонических пластин, нередко с обратной метаморфической зональностью, с увеличением степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций по направлению к контакту с перидотитами. Эта метаморфическая подошва практически всеми исследователями рассматривается как доказательство эпизодов внутриокеанического надвигания ультрамафитов на образования океанической коры. Наилучшим образом следы такого надвигания проявлены в хорошо изученных и наиболее полных разрезах Ньюфаундленда и Омана. В качестве примеров метаморфической подошвы без признаков метаморфической зональности ниже будут рассмотрены офиолитовые аллохтоны гор Клатат и Урала.

#### **Периарабская офиолитовая дуга**

Примеры проявления тектонического скупивания и расчешуивания реликтов океанической коры Тетиса в океанических условиях достаточно подробно рассмотрены А.Л. Книппером [1985], связывавшим их с движениями австрий-

ской фазы, охватившими Альпийскую складчатую область на рубеже раннего и позднего мела.

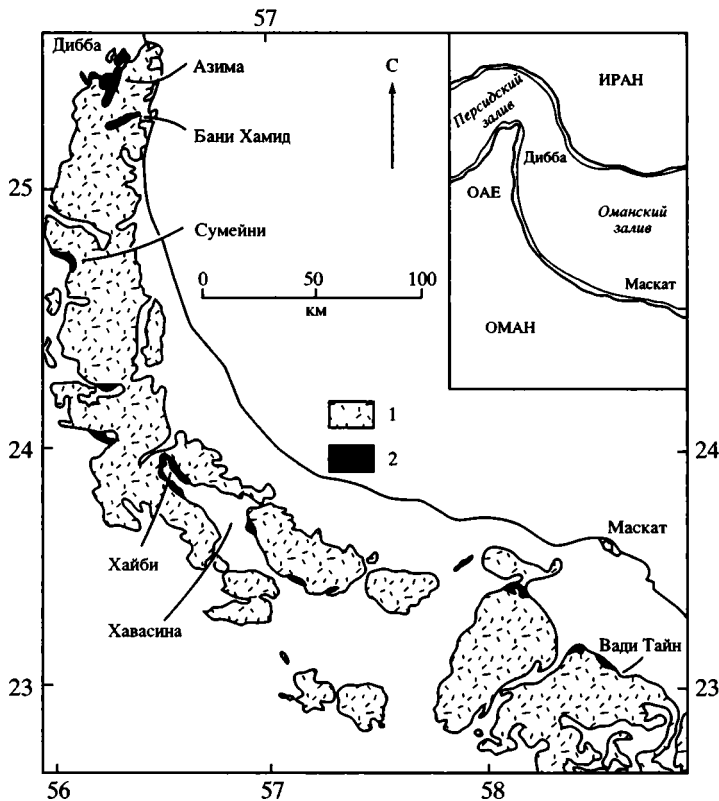
Эти движения и их последствия наиболее отчетливо устанавливаются в восточной части Альпийской области, где реликты океанической коры Тетиса располагаются в пределах так называемой Периаравской офиолитовой дуги. Последняя представляет собой гигантскую цепь аллохтонных пластин, протягивающуюся от залива Анталья в Турции, через Кипр, Северную Сирию и Иран до юга Оманского султаната. Это офиолитовые массивы Кипра, Хатая–Баэр-Бассита, Загроса и Омана. Все офиолиты этой дуги обдуцированы на пассивную окраину Африкано-Аравийской плиты в позднем сеноне, а их разрезы отличаются наибольшей полнотой. В их основании всегда располагаются мантийные тектониты-гарцбургиты, которые сменяются вверх по разрезу кумулятивным расслоенным комплексом, затем габброидами, комплексом параллельных даек и пиллоу-лавами.

Повсеместно в этой части Альпийской складчатой области в основании офиолитовых покровов (в подошве гарцбургитов) картируются чешуи апобазальтовых амфиболитов, местами переслаивающихся с прослоями метаморфизованных кремнистых и карбонатных пород. Это так называемые метаморфические ореолы (*metamorphic aureoles*) или метаморфические подошвы (*metamorphic soles*) под офиолитовыми аллохтонами. Формирование этих метаморфических пород началось на рубеже раннего и позднего мела и продолжалось в позднем мелу, но до обдукции офиолитов на пассивную окраину. Большинство исследователей связывают этот этап деформаций, приведший к образованию амфиболитов, со сжатием, во время которого внутри бассейна с корой океанического типа произошло надвигание неостывших мантийных тектонитов на вулканы второго слоя.

Кроме того, мантийные тектониты и кумулятивные габбровые серии прорываются большим количеством изолированных диабазовых даек сеноман-кампанского возраста, секущих как мантийные тектониты, так и расслоенные кумулятивные габбровые серии, что резко отличает их от дайкового комплекса Троодоса и Хатая [Книппер, 1985]. Дайки имеют четкие закалочные контакты и никогда не выходят за пределы офиолитовых аллохтонов в отложения автохтона или параавтохтона, представленные карбонатными разрезами платформенного типа. Это говорит о том, что внедрение даек в офиолиты произошло до их шарьирования. Более того, иногда эти дайки секут амфиболиты и даже тектонический контакт (надвиг) между амфиболитами и гарцбургитами. Все эти факты ясно указывают на порядок событий в океанической коре: метаморфизм амфиболитовой фации во время надвигания гарцбургитов на образования океанической коры – остывание – внедрение диабазовых даек – обдукция на пассивную окраину [Книппер, 1985].

Самый полный разрез Периаравской офиолитовой дуги и один из самых полных и прекрасно изученных разрезов такого рода вообще, вскрыт на северном побережье Омана. Остановимся на нем более подробно. В структуре аллохтонного комплекса Омана выделяется два крупных тектонических покрова – Хавасина (глубоководные кремнистые и глинистые сланцы и известняки пермь-сеноманского возраста) и Семайл, общей площадью около 90 000 км<sup>2</sup> [Колман, 1979].

Офиолитовые аллохтоны покрова Семайл прослеживаются на расстояние более 550 км при ширине выходов до 80 км (рис. 4.1). Этот покров в ряде мест сложен пакетом тектонических чешуй, но в целом представляет собой единое геологическое тело, мощностью до 16 км. Шестнадцать блоков покрова образуют



**Рис. 4.1.** Схематическая геологическая карта Оманских гор, по [Searl, Cox, 1999]  
1 – офиолиты; 2 – метаморфическая подошва

ют единую полосу офиолитовых выходов [Книппер, Савельева, Шараськин, 2001]. Автохтоном для них служат метаморфические породы фундамента палеозойского и частично докембрийского возраста, перекрытые мощными осадочными мелководными образованиями пермь-сеноманского возраста [Колман, 1979].

Современные представления о строении и вещественном составе покрова Семайл можно найти в работах А.Л. Книппера с соавторами [Книппер, Шараськин, Савельева, 2001; Книппер, Савельева, Шараськин, 2001]. В соответствии с ними в разрезе покрова выделяется шесть литостратиграфических комплексов пород (рис. 4.2).

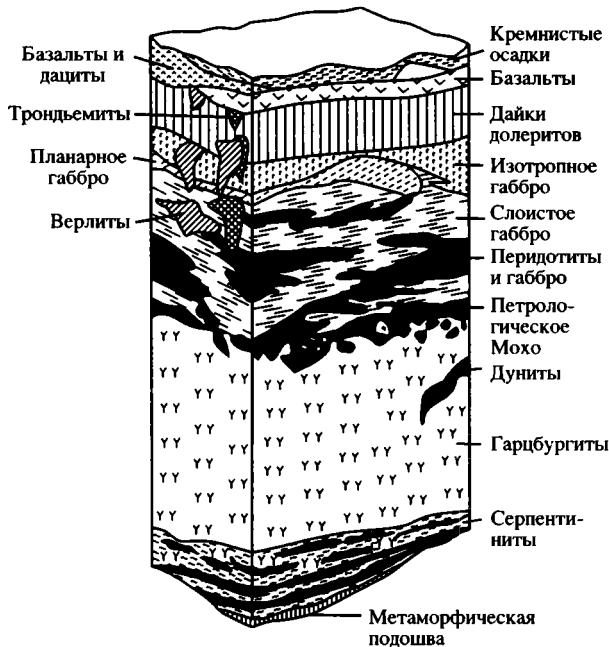
1. Мантийные тектониты нижней части офиолитового аллохтона, достигающие мощностей 12 км. Они сложены в основном гарцбургитами, с небольшим количеством дунитов.

2. Кумулятивная серия (дуниты, дунит-верлит-пироксенитовая ассоциация пород, переслаивающиеся кумулятивные ультрамафиты и габбро, слоистые габбро и кумулятивные полосчатые габбро), слагающая нижнекоровую часть разреза и располагающаяся выше тектонитов.

3. Изотропные амфиболовые габбро с секущими телами трондьемитов, рвушицами не только габбро кумулятивной серии, но и диабазы дайкового комплекса.

4. Комплекс параллельных даек (дайка в дайке), который сложен субвертикальными телами, варьирующими по составу от микрогаббро и базальтов до микродиоритов, кварцевых диоритов, трондьемитов и риолитов. Среди них вы-





**Рис. 4.2.** Обобщенный литостратиграфический разрез офиолитов покрова Семайл в Омане, по [Книппер, Савельева, Шараськин, 2001]

деляются две возрастные генерации: первая уходит корнями в верхнюю часть кумулятов; рои и отдельные тела даек второй генерации секут весь офиолитовый разрез, начиная с тектонитов. Особо следует отметить, что они прорывают и амфиболиты метаморфической подошвы покрова Семайл.

5. Экструзивный комплекс кровли офиолитового разреза, включающий три вулканические серии. Пиллоу-лавы нижней (формация Геотаймс) генетически связаны с дайковым комплексом, а две верхние формации Ласайл и Аллей (верхние пиллоу-лавы) несогласно залегают на породах нижней. Толеитовый состав нижних пиллоу-лав устанавливается лишь в нижних 200–300 м разреза. Остальная его часть (800–1200 м) сложена преимущественно андезитами и андезито-базальтами, в основании которых присутствуют дациты, а в верхах фиксируются бониниты. Средняя формация Ласайл (100–800 м) сложена породами эруптивных центров. Большая часть ее отвечает по составу андезито-базальтам, среди которых присутствуют и дациты. Верхняя формация Аллей распространена локально и сложена главным образом щелочными базальтами.

6. Поздние интрузии, секущие офиолитовый покров Семайл, среди которых выделяются ультрамафиты, габбро, диориты, тоналиты, трондьемиты, дайки долеритов и редкие тела гранитов.

Альб-туронский возраст офиолитов надежно определен по различным комплексам пород. Определение радиоларий из радиоларитов и умберов, залегающих внутри и перекрывающих вулканические серии, указывает на короткий интервал времени их формирования – от раннего сеномана (формация Геотаймс) до раннего турона (формация Аллей). С этими данными хорошо согласуется сеноман-туронский возраст интрузивных пород, связанных с верхними вулканиками (92 ± 7 млн лет), сеноманский возраст трондьемитов из дайкового комплекса (93,5–97,9 млн лет) и альбский возраст кумулятивных габбро (99 ± 6 млн лет).

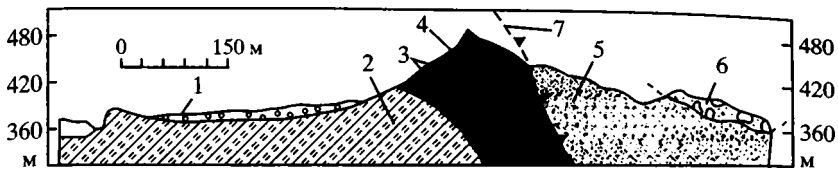
В основании офиолитовых покровов прослеживаются зоны высокотемпературных метаморфических ореолов, мощностью 150–200 м, характеризующиеся обратной (инвертированной) метаморфической зональностью. Под сильно деформированными, местами превращенными в милониты перидотитами мощностью в несколько сотен метров, залегают деформированные гранатовые амфиболиты и гранулиты, протолитом для которых служили преимущественно океанические базальты, сменяющиеся вниз по разрезу породами зеленосланцевой фации метаморфизма, образовавшимися по кремнистым и глинистым сланцам и частично по базальтам. Формирование этих метаморфитов сопровождало внутриокеаническое надвигание верхнемантийных ультрамафитов на образования океанической коры в условиях интенсивного латерального стресса [Nicolas, Le Pichon, 1980; Searle, Malpas, 1982; Boudier et al., 1985, 1988; Reuber, 1988; Montigny et al., 1988; Michard et al., 1990; Cawood 1990; Hacker 1991]. Величина стресса по данным микроструктурного анализа кварцитов из зеленосланцевой части ореола оценивается в 100 МПа [Hacker, 1991].

Метаморфический комплекс с обратной метаморфической зональностью обнажается в тектоническом окне Сумейни в северной части Оманских гор [Searl, Cox, 1999] (см. рис. 4.1). Непосредственно под базальными гарцбургитами залегают средне-крупнозернистые амфиболиты, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза (80 м). В верхних 20–40 м разреза амфиболитов отмечается присутствие альмандина и клинопироксена. Амфиболиты переслаиваются с тонкими прослоями мраморов, содержащих роговую обманку, гроссуляр и диопсид, и мусковит-пьемонтит-диопсидовых кварцитов. Самый верхний структурный уровень метаморфической подошвы включает в себя небольшие линзовидные тела монцодоритов и родингитов – продуктов кальциевого метасоматоза, состоящих из гидрогроссуляра, диопсида, слюды и кальцита. Метаморфическая полосчатость параллельна минеральной уплощенности в базальных гарцбургитах и лерцолитах, что указывает на синметаморфические деформации последних.

Эта слоистая толща метаморфитов по надвику перекрывает эпидотовые амфиболиты и породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Последние представлены мусковит-пьемонтит- и стильпномелансодержащими кварцитами, которые вниз по разрезу сменяются полосчатыми мраморами, пелитами и метавулканическими породами.

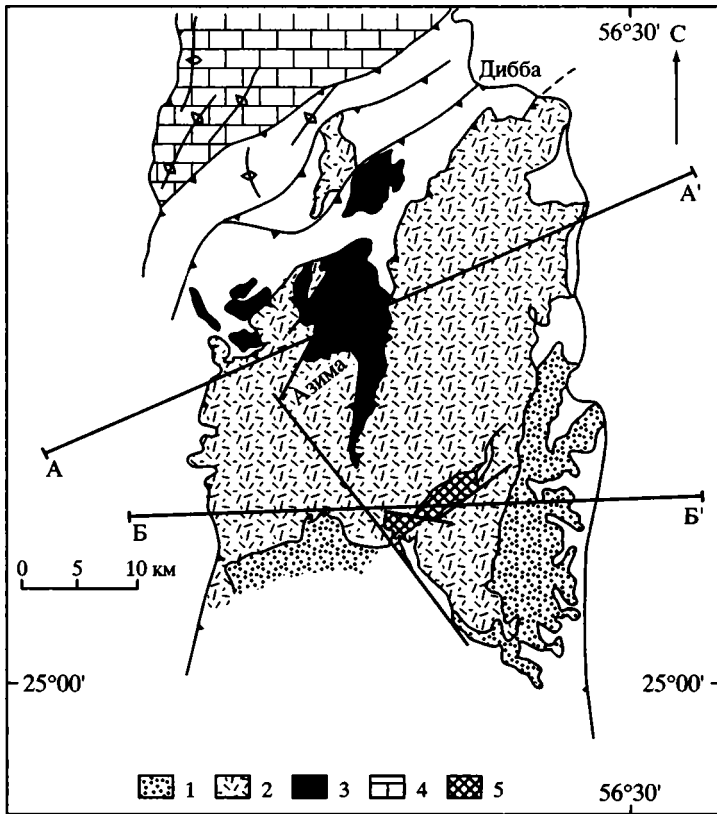
Метаморфическая подошва, включающая в себя амфиболиты и зеленосланцевые образования, в свою очередь надвинута на неметаморфизованные осадочные породы, вулканиты Хайби и меланж. Метаморфические изограды внутри подошвы и  $P$ – $T$ -условия формирования ее пород однозначно указывают на обратную метаморфическую зональность в толще метаморфитов. Метаморфизм пород происходил при температурах 670–800 °С и сопровождался интенсивным стрессом порядка 100 МПа. Протолитом для метаморфических пород служили океанические осадочные породы и базальты, а начальный срыв, по которому мантийные ультрамафиты были надвинуты на образования океанической коры, достигал глубин 12–14 км ниже поверхности  $M$  [Searl, Cox, 1999].

В тектонических окнах Хайби и Хавасина в центральной части Оманских гор также обнажается метаморфическая подошва, состоящая из амфиболитов и зеленосланцевых пород, выходы которых приурочены к основному надвику Семайл. Однако в этих районах первичные соотношения пород нарушены более поздними движениями, связанными с обдукцией офиолитов на континентальную окраину. В основании офиолитов здесь прослеживается серпентинитовый меланж, глыбовое наполнение которого включает в себя амфиболиты и зеленые сланцы [Searl, Cox, 1999]. Это обстоятельство является дополнительным



**Рис. 4.3.** Схематический геологический разрез области Грин Пул, комплекс Семайл, Оман, по [Ghent, Stout, 1981]

1 – гравелиты; 2 – породы зеленосланцевой фации метаморфизма; 3 – амфиболиты; 4 – метаморфизованные кремнистые сланцы; 5 – перидотиты надвинутой пластины; 6 – меланж; 7 – зона надвига



**Рис. 4.4.** Геологическая карта северной части Оманских гор, по [Searl, Cox, 1999]

1, 2 – офиолиты: 1 – коровый разрез, 2 – мантийный разрез; 3 – метаморфическая подошва (амфиболиты и породы зеленосланцевой фации); 4 – шельфовый карбонатный разрез; 5 – метаморфиты Бани Хамид (образования гранулитовой фации метаморфизма)

указанием на то, что метаморфиты формировались до надвигания офиолитов на Аравийскую платформу [Колман, 1979].

Классический разрез метаморфической подошвы в юго-восточной части Оманских гор описан в окне Вади Тайн, в районе Грин Пул [Ghent, Stout, 1981; Nacker, 1991; Searl, Cox, 1999]. 250-метровая толща амфиболитов и кварцитов, подстилающая ультрамафиты, отделена от последних крупным надвигом. Нижний контакт метаморфитов с породами относительного автохтона также тектонический. На расстоянии 2 м от контакта с перидотитами залегают гранат-кли-

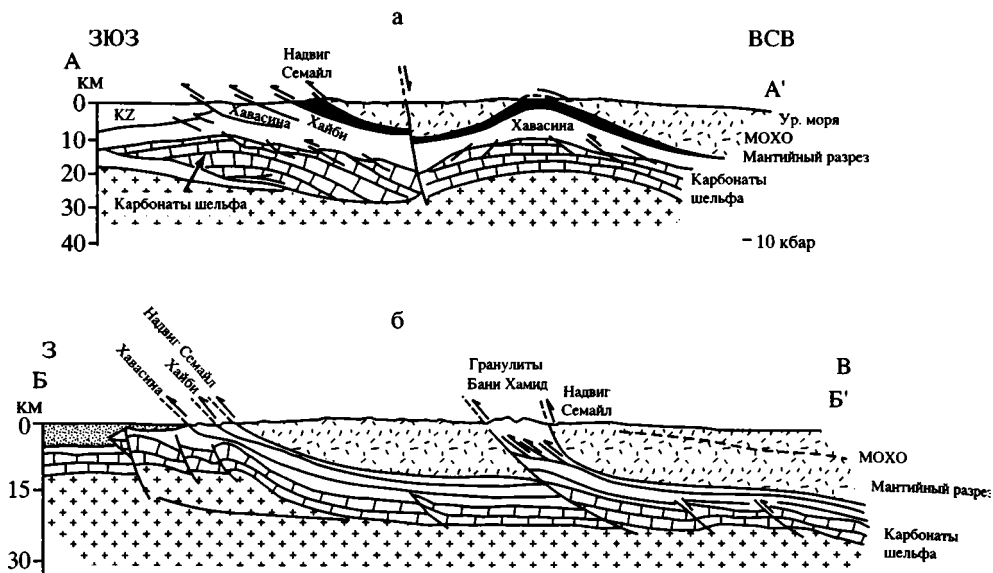


Рис. 4.5. Геологические профили по линии А-А' (а) и Б-Б' (б), по [Searl, Cox, 1999]  
 Условные обозначения см. на рис. 4.4

нопироксеновые гнейсы. Ниже по разрезу на протяжении 80 м фиксируются роговообманково-плагиоклазовые амфиболиты. Затем в интервале 130 м прослеживаются породы нижних ступеней амфиболитовой фации, а далее – породы зеленосланцевой фации метаморфизма (рис. 4.3).

Сходная картина наблюдается и в северной части покрова Семайл, в районе Азима (рис. 4.4 и 4.5, а).

Несколько иная ситуация имеет место в тектоническом окне района Бани Хамид, расположенного непосредственно к юго-востоку от Азима (см. рис. 4.5, б). Здесь метаморфические породы гранулит-амфиболитовой фации надвинуты на нижнюю часть гарцбургитового разреза, а их мощность достигает 900 м. Среди метаморфических пород преобладают милонитизированные кварц-полевошпат-кордиеритовые гнейсы. Гранулитовая фация метаморфизма диагностируется по наличию в породах двух пироксенов и амфибола. Метаморфизм происходил при высоких температурах порядка 850 °С и давлениях порядка 6,5–9 кбар. Протолитом для метаморфитов Бани Хамид, возможно, являлись осадочные породы континентальной окраины, а не океанические образования, как это имеет место в других районах покрова Семайл [Searl, Cox, 1999]. На это указывает, в частности, обилие кварцитов и мраморов в толще метаморфитов и отсутствие в ней пелитовых пород, хотя эти же авторы отмечают сходство метаморфитов Бани Хамид с образованиями метаморфической подошвы в других районах покрова Семайл (там же). Большая мощность метаморфитов (900 м) связана с наличием внутри них изоклинальных складок и с постметаморфическим тектоническим сдвиганием и расчлениванием разреза.

Радиогенные датировки амфиболитов метаморфической подошвы (100–95 млн лет) соответствуют времени внутриокеанического надвигания [Boudier et al., 1985; Montigny et al., 1988; Nacker, 1991]. Эти значения близки возрасту времени формирования офиолитового разреза Омана (см. выше). Поэтому большинство исследователей обоснованно полагают, что метаморфизм океаниче-

ской коры в процессе внутриокеанического надвигания на них мантийных пород происходил спустя очень короткий промежуток времени после образования офиолитов. Перемещение масс в процессе внутриокеанического надвигания, зафиксированное в базальных перидотитах, амфиболитах и низкотемпературных метаморфитах по данным микроструктурного анализа, происходило преимущественно с северо-востока на юго-запад и с востока на запад, перпендикулярно оси срединно-океанического хребта [Boudier et al., 1985].

Обдукция океанической литосферы на пассивную окраину Африкано-Аравийской платформы многими исследователями рассматривается в рамках двухстадийного процесса. Первая стадия соответствует внутриокеаническому надвиганию ультрамафитов на океаническую кору, когда и произошло формирование метаморфической подошвы. Вторая включает в себя сучивание метаморфизованных осадков глубоководного бассейна Хавасина перед фронтом надвигающейся океанической литосферы и окончательное ее тектоническое становление в виде офиолитовых аллохтонов на пассивной окраине. Кампан-маастрихтский возраст обдукции устанавливается по возрасту неоавтохтона, запечатывающего пластины офиолитов (известняки и флиш маастрихт-палеоценового возраста). Кроме того, этому событию отвечает возраст высокобарного метаморфизма в глаукофан-лавсонитовых породах (90–80 млн лет).

Таким образом, внутриокеаническое надвигание в офиолитах Семайл имело место в еще очень молодой горячей океанической литосфере в осевой части срединно-океанического хребта. Б. Хакер [Haker, 1991] полагает, что это событие происходило в литосфере с возрастом менее 2 млн лет. Есть все основания думать, что это надвигание имело место в пределах осевой части срединно-океанического хребта и реализовалось в процессе “сухого” спрединга при дефиците бюджета магмы.

Вообще, весь процесс эволюции океанической литосферы в Омане от формирования океанической коры в спрединговом хребте и последующего внутриокеанического надвигания ультрамафитов до ее обдукции и окончательного тектонического становления в современной структуре в виде офиолитовых аллохтонов занимает очень короткий промежуток времени и укладывается в интервал приблизительно 15–20 млн лет.

В этот же интервал укладывается и фаза деформаций, которые охватили офиолитовый разрез в процессе формирования его верхней, экструзивной, части. Как уже говорилось выше, верхняя часть офиолитов Семайл представлена серией параллельных даек диабазового состава и лавовой толщей. В последней выделяются два комплекса: нижний (формация Геотаймс) тесно связан с дайками, а верхний (формации Ласайл и Аллей) генетически оторван от подстилающих образований и отделен от них перерывом. Состав верхних пиллоу-лав варьирует от пикритовых базальтов до риолитов. Эти вулканиты сеноманского возраста сформировались в условиях энзиматических подводных гор в обстановке внутриокеанического сжатия, а их излияние имело место после этапа внутриокеанического надвигания, сопровождаемого образованием “метаморфической подошвы”, но до шарьирования офиолитов на окраину Аравийской платформы [Книппер, 1989; Книппер, Савельева, Шараськин, 2001].

Итак, офиолитовые аллохтоны Периаравской офиолитовой дуги, обдуцированные на пассивную окраину Африкано-Аравийской плиты, подстилаются динамотермальными метаморфическими ореолами (подошвами), представленными амфиболитами либо инвертированными зональными метаморфическими комплексами. Выяснение их геологического и тектонического положения, изучение их внутреннего строения, состава и геодинамических условий формиро-

вания позволяют сделать существенные выводы о деформациях и тектоническом расслаивании палеоокеанической литосферы. Больше того, эти ореолы являются структурно-вещественными комплексами – показателями геодинамической обстановки сжатия, в процессе которого реализовались внутриокеанические надвиги.

Для полноты картины ниже рассмотрим хорошо изученные офиолитовые аллохтоны Ньюфаундленда, гор Клатат в Северо-Американских Кордильерах и Урала, в основании которых располагаются динамометаморфические ореолы.

## Офиолиты Ньюфаундленда

В Западном Ньюфаундленде вблизи заливов Бей-оф-Айлендс и Хеа-Бей офиолиты представлены аллохтонными пластинами раннепалеозойской океанической коры и верхов мантии, надвинутыми на континентальную окраину Северной Америки в среднем ордовике [Williams, Smyth, 1973; Jamieson, 1980] (рис. 4.6). Весь комплекс аллохтона располагается на автохтоне, фундамент которого сложен докембрийскими кристаллическими породами провинции Гренвилл (800–1000 млн лет). Породы фундамента перекрываются осадочной толщей кембрия–ордовика, в верхних частях представленной мощными карбонатными отложениями, образовавшимися вблизи древней окраины Северо-Американского континента [Колман, 1979].

Офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс слагает самую верхнюю пластину аллохтона и образует зону северо-восточного простирания, протяженностью около 100 км и шириной 20 км. Эта зона состоит из четырех отдельных массивов (Левис-Хиллс-Маунтин, Блоу-Ми-Даун-Маунтин, Норт-Арм-Маунтин и Тэйбл-Маунтин), представляющих собой эрозионные останцы некогда единого крупного тектонического покрова [Williams, Smith, 1973] (рис. 4.7). Из них только два массива (Блоу-Ми-Даун-Маунтин и Норт-Арм-Маунтин) сложены полным разрезом, состоящим (снизу вверх) из мантийных тектонитов (в основном гарцбургитов) мощностью до 4,5 км, полосчатого кумулятивного комплекса

(дуниты, верлиты, троктолиты, оливнивое габбро и анортозиты) – около 200 м, габброидов (верхние и нижние габбро общей мощностью около 3000 м), дайкового комплекса и пиллоу-лав.

Непосредственно к западу от офиолитовых аллохтонов Бей-оф-Айлендс в виде узкой (4–6 км) полосы северо-восточного простирания закартированы выходы образований Берегового комплек-

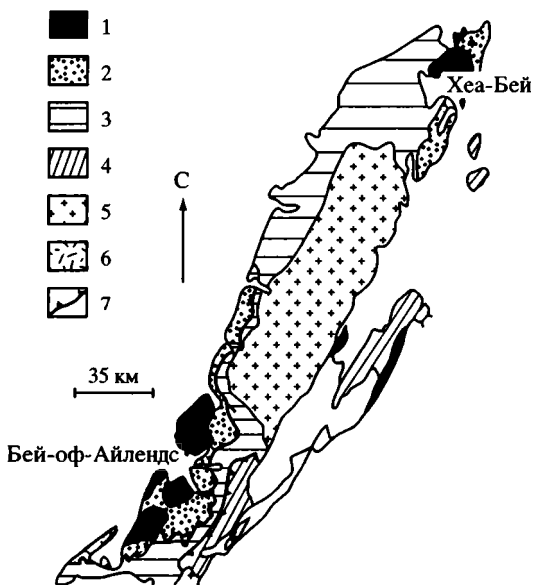
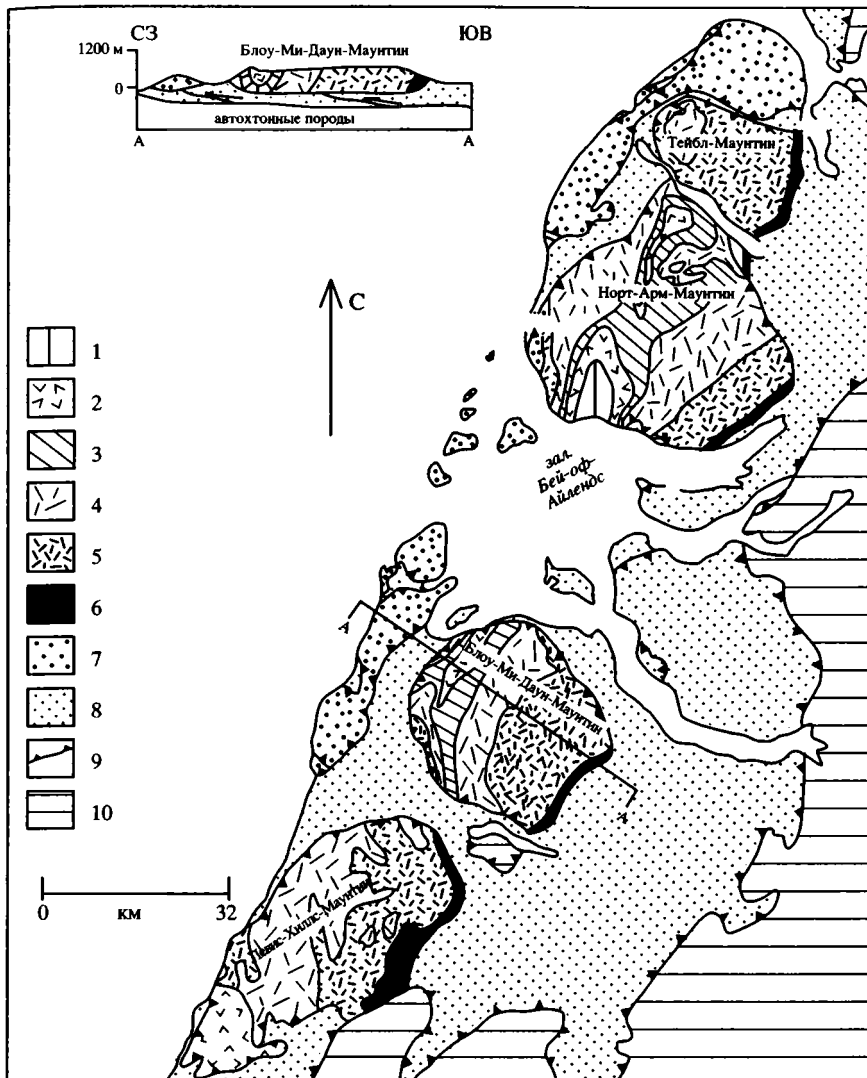


Рис. 4.6. Схематическая геологическая карта Западного Ньюфаундленда, по [Jamieson, 1980]

1 – офиолиты; 2, 3 – осадочные кембрийские и ордовикские образования; 2 – аллохтонные, 3 – автохтонные; 4 – кембро-ордовикские метаосадочные образования; 5 – докембрийский кристаллический фундамент; 6 – меланж; 7 – надвиги

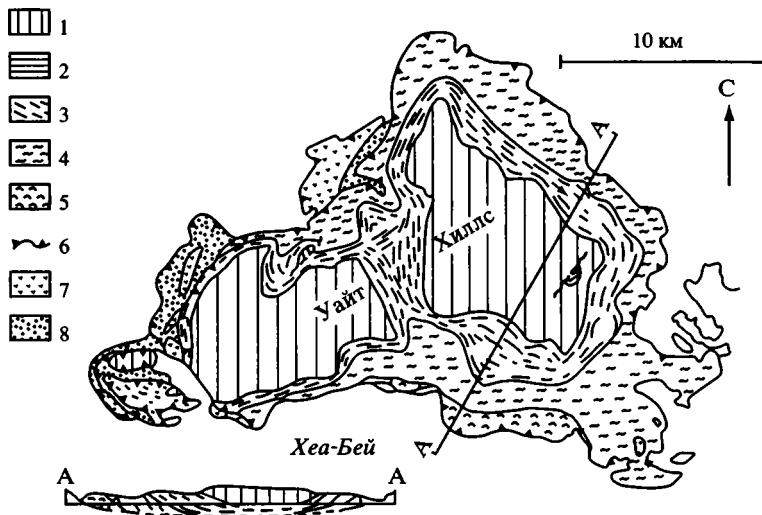


**Рис. 4.7.** Схематическая геологическая карта офиолитового комплекса Бэй-оф-Айлендс, по [Willams, Smyth, 1973]

1–8 – аллохтонные образования: 1 – обломочные осадочные породы, 2 – базальтовые пиллоу-лавы, 3 – параллельные и брекчированные дайки, 4 – габброиды, 5 – ультрамафиты, 6 – метаморфическая подошва; 7 – вулканические и плутонические метаморфизованные породы, 8 – обломочные осадочные образования Hamblett Arm Supergroup; 9 – надвиги; 10 – автохтонные образования: кембрийские и ордовикские карбонатные породы и песчаники

са (Coastal Complex), состоящего из разнообразных деформированных и метаморфизованных пород офиолитовой ассоциации (амфиболиты, метагаббро, серпентиниты, кварцевые диориты, диабазы и базальты) (см. рис. 4.7). По мнению Дж. Карсона [Karson et al., 1984], данный комплекс представляет собой зону древнего трансформного разлома.

Во всех массивах комплекса Бей-оф-Айлендс в нижней части надвинутых ультрамафитов прослеживается мощная (около 1000 м) зона скальвания (shear



**Рис. 4.8.** Схематическая геологическая карта офиолитового комплекса о-ва Св. Антония и геологический профиль по линии А–А<sub>1</sub>, по [Jamieson, 1980]

1 – перидотиты Уайт Хиллс; 2 – метагаббро Лонг Ридж; 3 – амфиболиты Грин Ридж; 4 – зеленые сланцы Гус Ков; 5 – вулканиты Айэлэнд Поинт; 6 – надвиги; 7 – щелочные базальты и габбро, родственные вулканитам Айэлэнд Поинт; 8 – подстилающие аллохтонные осадочные и вулканические образования

zone), в которой ультраосновные породы интенсивно тектонизированы и превращены в милониты.

Эти тектониты подстилаются метаморфической подошвой (ореолом) – на восточном крае офиолитовых пластин к их основанию прилегают прерывистые маломощные (50–500 м) тела динамометаморфитов. Породы подошвы представлены в основном метабазами и проявляют признаки многофазовой деформации [Karson et al., 1984]. При этом отмечается понижение степени деформации и метаморфизма в структурном отношении сверху вниз: гранулитовая фация вблизи контакта с перидотитами переходит в амфиболитовую и затем в зеленосланцевую. Протолитом для этого инвертированного метаморфического комплекса служили породы океанической коры: габброиды в верхах разреза подошвы, метавулканиты в средней ее части и смесь вулканических и осадочных образований в низах [Malpas, 1979; Girardea, Nicolas, 1981; Karson et al., 1984].

На крайнем северо-западе Ньюфаундленда, в районе Хеа-Бей, аллохтонный офиолитовый комплекс Св. Антония представлен горизонтально залегающей пластиной ультрамафитов, в основании которой также прослеживается динамотермальный ореол с обратной метаморфической зональностью [Jamieson, 1980] (рис. 4.8). Строение и состав последнего аналогичны метаморфитам Бей-оф-Айлендс. Это амфиболиты, в том числе гранатовые, вниз по разрезу последовательно сменяющиеся образованиями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма, а затем неметаморфизованными образованиями паравтохтона – вариолитовыми пиллоу-лавами и щелочными вулканитами ордовикского возраста (тремадок) и габброидами.

Протолитом для самой верхней части разреза метаморфической подошвы, мощностью не более 30 м, служили образования полосчатого комплекса: переслаивающиеся дуниты, троктолиты, анортозиты и габбро, метаморфизованные



в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Основная часть амфиболитов, мощностью 150–200 м (амфиболиты Грин Ридж), состоит из массивных черных крупнокристаллических пород с хорошо выраженной минеральной уплещенностью, параллельной контакту с вышележащими перидотитами Уайт Хиллс, и содержит прослой мраморов.

Структурно ниже располагаются метавулканические и метаосадочные образования эпидот-амфиболитовой и зеленослацевой фаций метаморфизма (сланцы Goose Cove). Толща пород смята в систему сложных складок уже после формирования метаморфической полосчатости. Метавулканические образования коррелируют с недеформированными аналогами вулканитов, слагающих надвиговые чешуи в офиолитовом комплексе Св. Антония.

Так же как в Омане, формирование подофиолитовых метаморфитов Ньюфаундленда практически всеми исследователями связывается с процессом внутриокеанического надвигания мантийных ультрамафитов на образования океанической коры в условиях высоких температур и давления. При этом милониты в основании надвинутых мантийных тектонитов и амфиболиты в верхней части метаморфической подошвы вблизи контакта с перидотитами образовались при температурах около 800–1000 °С и давлениях 7–10 кбар, амфиболиты и зеленые сланцы в средней части разреза – при давлении 2–5 кбар [Jamieson, 1980].

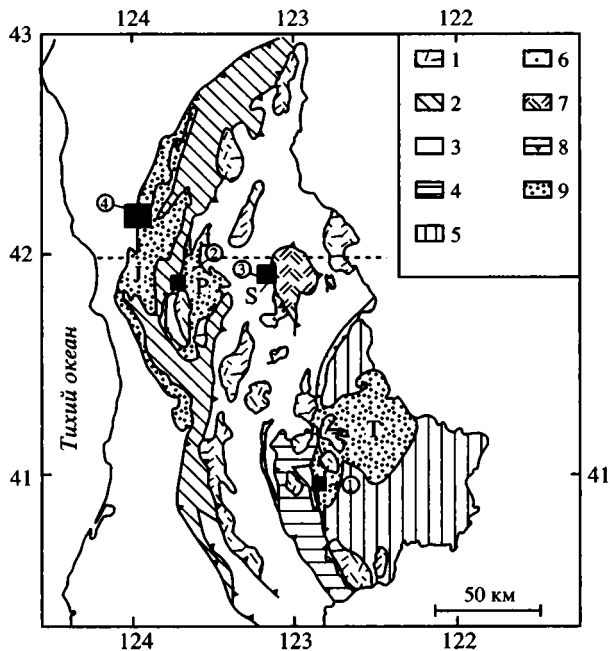
Раннеордовикский возраст офиолитов Ньюфаундленда устанавливается на основании радиометрических датировок габброидов ( $485 \pm 2$ ,  $508 \pm 6$  и  $501 \pm 13$  млн лет) и трондьемитов ( $504 \pm 10$  млн лет) [Karson et al., 1984; Dunning, Krogh, 1983; Mattinson, 1975, 1976; Jacobsen, Wasserburg, 1979]. Возраст вулканитов комплекса Бей-оф-Айлендс неизвестен, так как переслаивающиеся с ними осадочные породы лишены фауны [Колман, 1979].

Породы метаморфического ореола датированы значениями  $470 \pm 5$  млн лет [Dallmeyer, Williams, 1975]. Таким образом, интервал времени между кристаллизацией габброидов и началом внутриокеанического надвигания составляет приблизительно 20–47 млн лет [Girardeau, Nicolas, 1981]. Обдукция офиолитов на континентальную окраину Северной Америки произошла в досреднеордовикское время. Такой вывод сделан на основании трансгрессивного залегания среднеордовикских известняков на отдельных частях аллохтона и обнаженных автохтонных образованиях [Колман, 1979].

Так же как в Омане, весь процесс эволюции океанической литосферы в Ньюфаундленде, от формирования океанической коры в спрединговом хребте и последующего внутриокеанического надвигания ультрамафитов до ее обдукции и окончательного тектонического становления в современной структуре в виде офиолитовых аллохтонов на континентальной окраине, занимает короткий промежуток времени, не более 20 млн лет.

## Офиолиты гор Кламат

Структуры внутриокеанических надвигов с амфиболитовым основанием описаны в американском секторе Тихоокеанского пояса, в офиолитах гор Кламат в Северной Калифорнии. Формирование этих офиолитов связано с медленносрединговыми срединно-океаническими хребтами [Boudier et al., 1989; Norrell, Harper, 1988]. Другие исследователи полагают, что они представлены разобщенными фрагментами литосферы окраинных морей и островных дуг, аккрецированных в виде террейнов в Кордильерах Северной Америки [Irwin, 1981; Coleman, 1986].



**Рис. 4.9.** Схематическая геологическая карта гор Клатмат, по [Snoke, 1977; Cannat, Boudier, 1985]

1 – Невадские граниты; 2–5 – пояса: 2 – Западный юрский, 3 – Западный палеозойский и триасовый, 4 – Центральный метаморфический, 5 – Восточный; 6 – сланцы Кондри Маунтин; 8 – надвиги; 9 – перидотиты. Буквами обозначены перидотитовые массивы: Т – Тринити; Р – Престон Пик; S – Сейд; J – Жозефин. Цифры в кружках соответствуют районам, представленным на рисунках: 1 – рис. 4.10, 2 – рис. 4.11, 3 – рис. 4.13, 4 – рис. 4.14

В рассматриваемом регионе с востока на запад обособляются четыре офиолитовых пояса дугообразной формы, вытянутых в субмеридиональном направлении и омолаживающихся по направлению с востока на запад (от раннепалеозойского на востоке до среднеюрского на западе) (рис. 4.9). Эти пояса отделены друг от друга наклоненными в восточном направлении надвигами: Восточный пояс с ультрамафитовым массивом Тринити; Центральный метаморфический пояс; Западный палеозойский и триасовый пояс, где располагаются массивы Престон Пик и Сейд (Seiad); Западный юрский пояс с массивом Жозефин.

Восточный пояс состоит из ультрамафитов Тринити и перекрывающих их слабометаморфизованных вулканических и осадочных образований, варьирующих по возрасту от раннего палеозоя (ордовик) до юры [Peacock, 1987]. Sm-Nd изохрона с возрастом  $472 \pm 21$  млн лет получена для тектонизированных плагиоклазовых лерцолитов; многочисленные тела габброидов, ассоциирующих с ультрабазитами, по радиометрическим датировкам имеют позднеордовикский–раннесилурийский возраст ( $425 \pm 17$ ,  $435 \pm 21$  и  $447 \pm 18$  млн лет); трондьемиты – 450 млн лет (там же).

Состав мантийных тектонит-ультрамафитов в данном случае намного разнообразнее, чем во многих других офиолитовых последовательностях. Ультрамафиты и комплекс расслоенных кумулятивных габбро прорваны здесь несколькими (как минимум двумя) поколениями габброидных интрузий, а дайковый и лавовый комплексы имеют сокращенную мощность по сравнению со

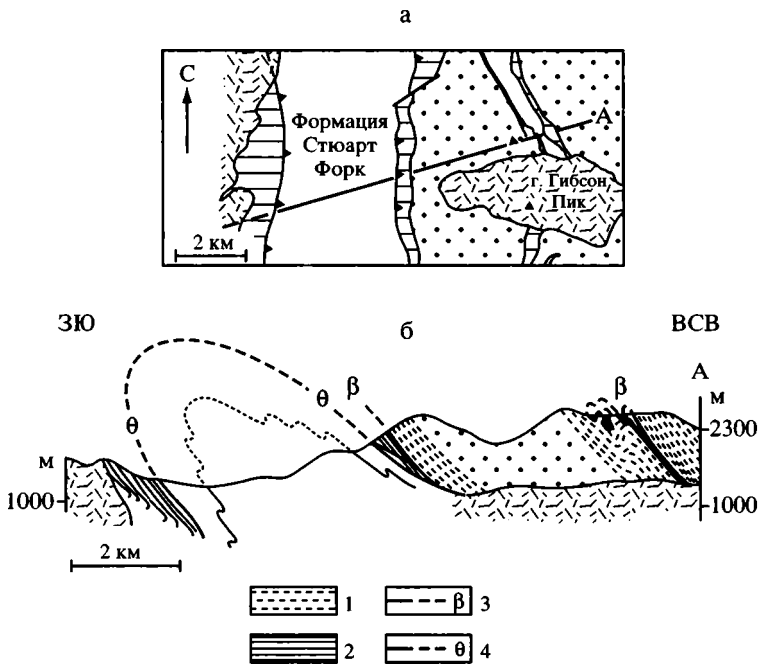
стандартным разрезом офиолитов (общая мощность коровой части разреза составляет всего 1–2 км). Венчают разрез не пелагические осадки, а вулканогенные граувакки и аргиллиты с прослоями базальтовых лав и осадочных брекчий. Возраст вулканитов соответствует раннему девону [Boudier et al., 1989]. Коровая и мантийная части заметно различаются по изотопно-геохимическим параметрам, что дает основания утверждать, что коровая часть офиолитов Тринити не обнаруживает генетической взаимосвязи с подстилающими их мантийными образованиями. [Coleman, 1986; Книппер, Савельева, Шараськин, 2001].

Результаты геологического картирования в совокупности с гравимагнитными данными свидетельствуют о том, что ультрамафитовый массив Тринити в целом представляет собой относительно тонкую (2–4 км) тектоническую пластину (около 50 км в поперечнике), наклоненную на восток и надвинутую на метаморфиты зеленосланцевой и амфиболитовой фаций Центрального метаморфического пояса – известковистые сланцы, кварциты и амфиболиты.

Протолитом для этих пород служили образования океанической коры (базальты и осадочные породы) [Peacock, 1987]. Основная фаза метаморфизма приурочена к девонскому времени и обусловлена надвиганием горячих мантийных ультрамафитов на океаническую кору. В метаморфитах наблюдаются элементы обратной метаморфической зональности: степень метаморфизма в поднадвиговых амфиболитах увеличивается вверх по разрезу, по направлению к тектоническому контакту с перидотитами, интерпретируемому в качестве внутриокеанического надвига [Cannat, Boudier, 1985; Peacock, 1987]. *P–T*-условия метаморфизма, определенные по минеральному составу пород и по химическому составу амфиболитов соответствуют ~450 °С в основании разреза метаморфитов и ~650 °С непосредственно под надвигом Тринити, при давлениях порядка  $5 \pm 2$  кбар. Возраст внутриокеанического надвигания устанавливается по радиогенным датировкам амфиболитов (Rb–Sr, K–Ar и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методы) в интервале 350–399 млн лет. Антигоритовая серпентинизация ультрамафитов Тринити происходила синхронно с их надвиганием, а степень серпентинизации увеличивается вниз по разрезу, по направлению к базальному надвигу.

Зона внутриокеанического надвига, в значительной степени переработанная постнадвиговой тектоникой, хорошо сохранилась в районе Гибсон Пик (рис. 4.10). Картирование и детальное изучение позднеюрского дискордантного плутона Гибсон Пик и окружающих его ультраосновных пород, проведенное в начале 70-х годов прошлого столетия, выявило основные черты тектоники этого региона [Lipman, 1963]. Было установлено, что минеральная уплощенность (foliation) в серпентинитах и ультраосновных милонитах вблизи надвигового контакта последних и метаморфитов Центрального метаморфического пояса параллельна таковой в поднадвиговых амфиболитах. Кроме того, была закартирована тонкая пластина (“перегородка”) метаосадочных пород, расслаивающих ультрамафиты в 3 км к востоку от основного надвига. К западу от него образования Центрального метаморфического пояса в свою очередь надвинуты на зеленосланцевые породы формации Стюарт Форк Западного палеозойского и триасового пояса. Последовавшие в поздней юре сжатие и внедрение Невадского гранитного плутона усложнили и без того достаточно сложную структуру района.

Западный палеозойский и триасовый пояс состоит из трех основных террейнов (North Fork, Rattlesnake Creek и Hayfork), которые слагают наклоненный на восток пакет тектонических пластин, состоящий из разобщенных фрагментов офиолитов, андезито-базальтовых вулканитов, пелагических осадков, аргиллитов, известняков и известково-щелочных интрузивов [Irwin, 1981];



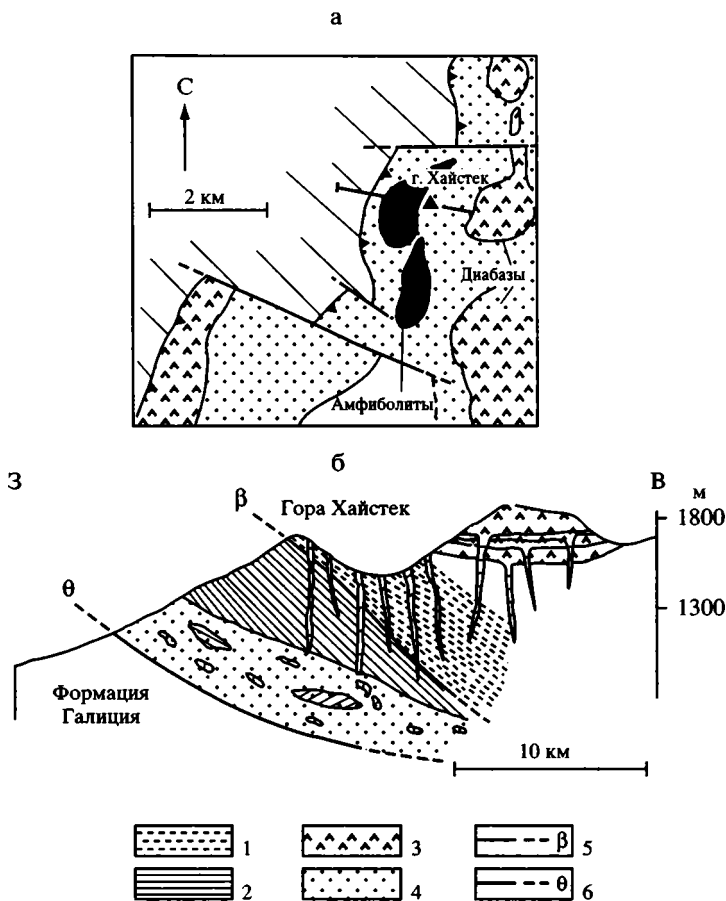
**Рис. 4.10.** Схематические геологическая карта (а) и профиль (б) района Гибсон Пик, по [Cannat, Boudier, 1985]

1 – милонитизированные перидотиты; 2 – породы Центрального метаморфического пояса 3, 4 – надвиги: 3 – внутриокеанический, 4 – надвиг, отделяющий Центральный метаморфический пояс от Западного палеозойского и триасового пояса. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.9

Coleman, 1986]. Возраст террейнов варьирует от пермского до юрского и определяется по радиояриям из кремнистых сланцев и по U–Pb датировкам цирконов из плагиигранитных даек. Внутри террейнов офиолиты представлены небольшими разобъединенными блоками, возможно, не имеющими между собой генетических связей. В этих блоках породы часто метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, так что наиболее узнаваемыми офиолитами являются ультрамафиты и их серпентинизированные эквиваленты.

Соотношения всех перечисленных выше типов пород показаны на рис. 4.11. Офиолиты Престон Пик, состоящие в районе Хайстек Маунтин из ультрамафитов и вышележащего комплекса диабазовых и пироксенитовых даек, по наклоненному в восточном направлении надвигу перекрывают метаосадочные верхнеюрские (оксфорд-киммериджские) образования формации Галиция Западного юрского пояса [Snoke, 1977; Cannat, Boudier, 1985]. Надвигание сопровождалось формированием сильно рассланцованных и тектонизированных серпентинитов, включающих в себя глыбы и блоки основных и ультраосновных пород (серпентинитовый меланж. – Ю.Р.) Последние движения по этому надвигу имели место уже после внедрения позднеюрских гранодиоритовых интрузий.

Между милонитизированными перидотитами массива Престон Пик и серпентинитовым меланжем прослеживается интенсивно тектонизированная толща амфиболитов, протолитом для которых являются океанические вулканогенно-осадочные образования триасового возраста. Именно этот надвиг М. Кэннет и Ф. Бодье рассматривают в качестве внутриокеанического.

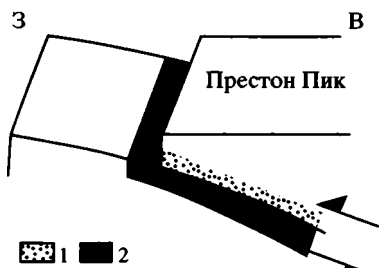


**Рис. 4.11.** Схематическая геологическая карта (а) и профиль (б) района Хайстек Маунтин, по [Snoko, 1977; Cannat, Boudier, 1985]

1 – милонитизированные перидотиты; 2 – амфиболиты; 3 – диабазы; 4 – серпентиниты; 5, 6 – надвиги: 5 – внутриокеанический, 6 – Престон Пик

На вершине горы Хайстэк наблюдается ненарушенный более поздними движениями надвиговой контакт серпентинитов и амфиболитов. Сланцеватость первых и минеральная уплотненность в последних параллельны контакту, из чего следует, что базальные ультрамафиты и подстилающие амфиболиты были деформированы совместно в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Эти синметаморфические деформации обусловлены внутриокеаническим надвигом ультрамафитов Престон Пик на образования океанической коры [Cannat, Boudier, 1985].

Данное положение подтверждается прорыванием плоскости надвига, разделяющего ультрамафиты и амфиболиты, диабазовыми дайками, предположительно имеющими состав островодужных толеитов [Snoko, 1977; Snoko et al., 1977]. Дайки и амфиболиты метаморфического основания датированы средней юрой (160 млн лет) [Saleeby et al., 1982]. Отсюда ясно, что эпизод внутриокеанического надвижения имел место перед внедрением этих даек в досреднеюрское время [Cannat, Boudier, 1985].

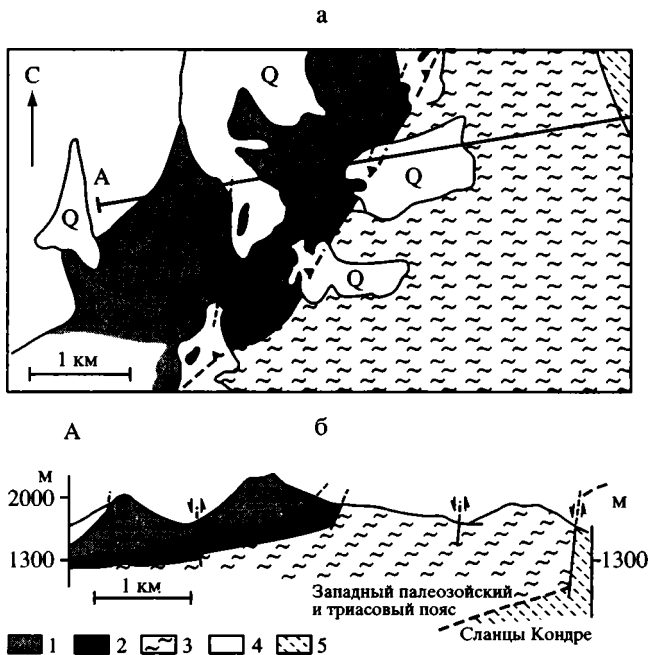


**Рис. 4.12.** Кинематика базального внутриокеанического надвига Престон Пик для досреднеюрского времени, по [Cannat, Boudier, 1985]

1 – милонитизированные перидотиты; 2 – амфиболиты

**Рис. 4.13.** Схематические геологическая карта (а) и профиль (б) перидотитового массива Сейд, по [Cannat, Boudier, 1985]

1 – верхние перидотиты; 2 – метаморфическая подошва; 3 – нижние перидотиты и амфиболиты; 4 – амфиболитовые породы Западного палеозойского и триасового пояса; 5 – сланцы Кондре Маунтин



Таким образом, в рассматриваемом районе Западного палеозойского и триасового пояса прослеживается следующая последовательность событий: формирование океанической коры (офиолитового разреза) в процессе спрединга в триасе, внутриокеаническое надвигание мантийных ультрамафитов на образования океанической коры в позднем триасе – ранней юре, внедрение диабазовых даек переходного состава в сформировавшийся пакет тектонических пластин океанической коры и верхней мантии в средней юре, тектоническое совмещение (аккреция) офиолитов Престон Пик с позднеюрскими метаосадочными образованиями формации Галиция по региональному надвигу в конце юры – начале мела.

Микроструктурное изучение серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов и амфиболитов в зоне надвига [Cannat, Boudier, 1985] указывает на движение первых в процессе их тектонического становления в западном направлении. Кинематика внутриокеанического надвига в районе Престон Пик в схематичном виде показана на рис. 4.12.

В 45 км к востоку от района Престон Пик, в пределах того же Западного палеозойского и триасового пояса, в его северо-восточной части, ультрамафитовый массив Сейд в виде тектонической пластины надвинут на комплекс основ-

ных и ультраосновных пород [Cannat, 1985; Cannat, Boudier, 1985] (рис. 4.13). В основании плоскости надвига располагаются поздне триасовые океанические вулканогенно-осадочные породы, деформированные совместно с перекрывающими их перидотитами в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма. Связанные с надвигом линейность и минеральная уплощенность (lineation и foliation), отчетливо проявленные в зернах шпинели и ортопироксенов в перидотитах и амфибола и кварца в подстилающих амфиболитах, ориентированы параллельно друг другу и плоскости надвига. Микроструктурный анализ ультрамафитов и амфиболитов указывает на перемещение первых в западном направлении в процессе их совмещения по внутриокеаническому надвигу. Возраст внутриокеанического надвигания устанавливается по возрасту метаморфитов и по аналогии с вышерассмотренным районом Престон Пик считается поздне триасовым—раннеюрским.

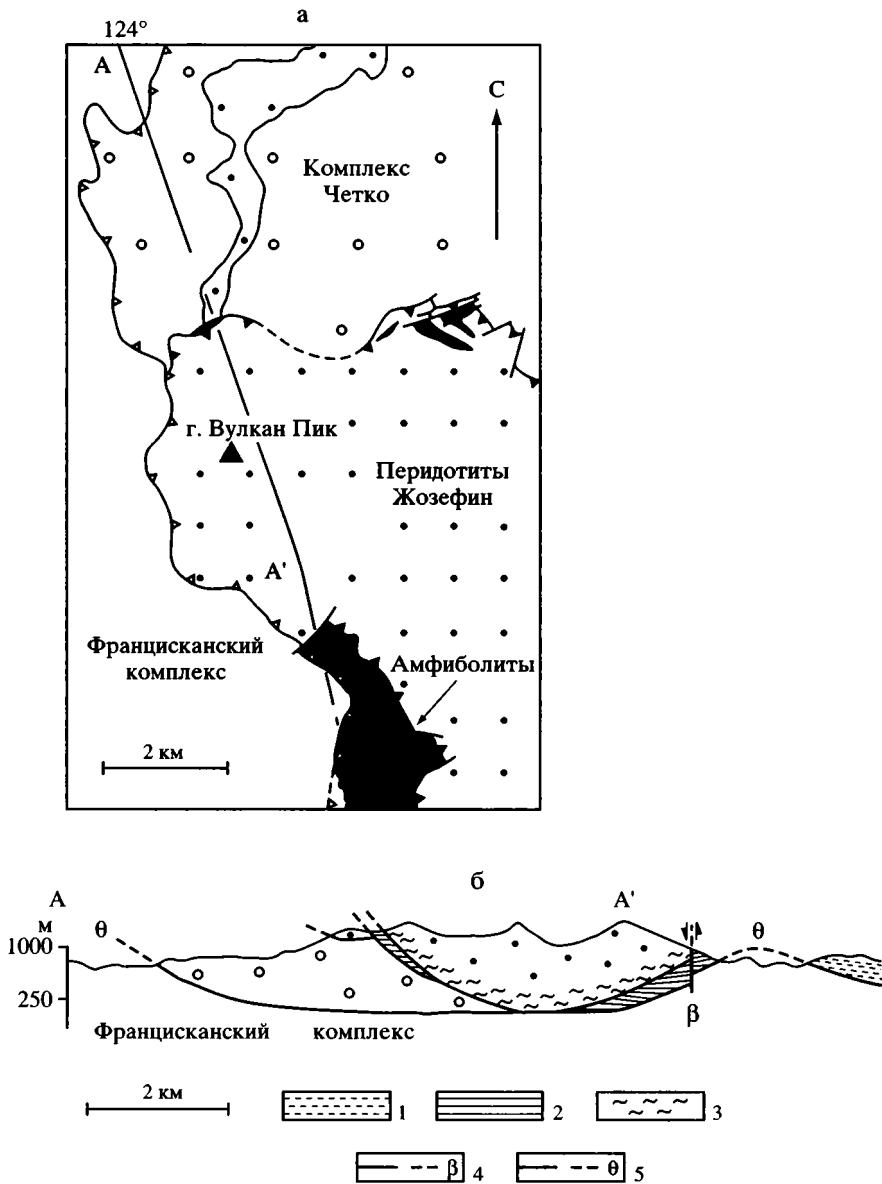
Среднеюрские офиолиты Жозефин, являющиеся фундаментом Западного юрского пояса, в постсенноманское—досреднеэоценовое время были надвинуты на метаграувакковые образования францисканской формации позднеюрского—раннемелового возраста, расположенные непосредственно к западу [Cannat, Boudier, 1985; и др.].

Эти офиолиты представляют собой классический пример полной последовательности пород офиолитовой ассоциации (мантийные ультрамафиты, расчлененный комплекс, габбро, комплекс параллельных даек и пиллоу-лавы) и рассматриваются в качестве палеоаналога медленноспредингового срединно-океанического хребта типа Срединно-Атлантического [Harper, 1980, 1984; Irwin, 1981; Cannat, Boudier, 1985; Norrell, Harper, 1988; Alexander, Harper, 1993; Harper et al., 1994; Coulton et al., 1995; Harper et al., 1996; и др.]. Коровая часть разреза офиолитов (снизу вверх) состоит из ультраосновных кумулатов, габбро, дайкового комплекса и пиллоу-лав базальтов. В кровле разреза присутствуют маломощные пелагические осадки. Разрез имеет сокращенную мощность по сравнению с “нормальной” океанической корой (не более 3 км), находится в тектонических соотношениях с мантийными тектонит-перидотитами и согласно перекрывается мощной толщей верхнеюрских флишоидных образований формации Галиция.

Позднекелловейский возраст верхней части разреза офиолитов Жозефин устанавливается по микрофауне радиолярий из переслаивающихся с пиллоу-лавами песчаников. Радиогенные датировки магматической части офиолитов соответствуют значениям 162–165 млн лет [Harper et al., 1994].

Свидетельства крупных горизонтальных перемещений внутри палеоокеанического бассейна Жозефин наглядно представлены в юго-западном Орегоне, в районе Четко Лейк. Здесь ультрамафиты Жозефин (местное название – ультрамафиты Вулкан Пик) в виде тонкой тектонической пластины надвинуты по региональному надвигу (Madstone Cabin thrust) на метагаббро комплекса Четко. Последние в свою очередь надвинуты на образования францисканской формации (рис. 4.14).

Породы комплекса Четко представлены преимущественно роговообманковыми габбро, деформированными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [Harper, et al., 1994]. Комплекс в целом состоит из многочисленных интрузивных фаз, включает в себя крупные тела недеформированных горнблендитов и пегматитовых роговообманковых габбро и характеризуется регрессивным метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации. Их абсолютные возрасты (K/Ar датировки по амфиболам и U/Pb по цирконам) варьируют в пределах 153–161 млн лет.

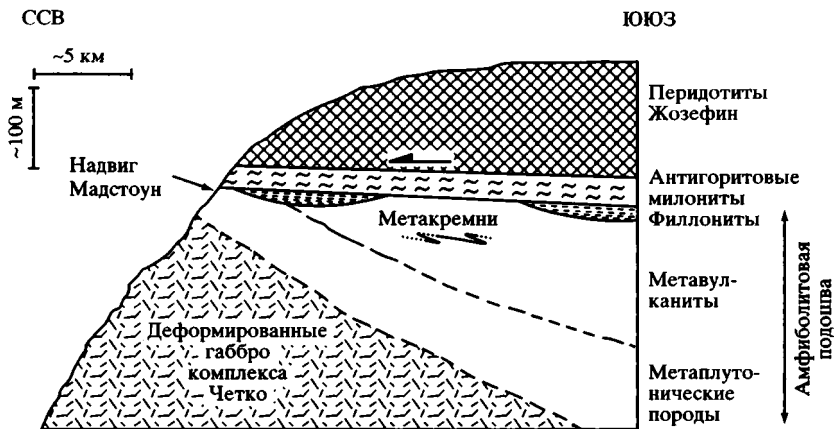


**Рис. 4.14.** Схематические геологическая карта (а) и профиль (б) района Четко Лейк, по [Cannat, Boudier, 1985]

1 – милонитизированные перидотиты; 2 – амфиболиты; 3 – серпентиниты; 4, 5 – надвиги: 4 – внутриокеанический, 5 – Береговых хребтов

В основании плоскости надвига ультрамафитов на габброиды прослеживаются амфиболитовые гнейсы мощностью до 200 м. Последние как раз и рассматриваются в качестве метаморфической подошвы внутриокеанического надвига ультрамафитов Жозефин на габброиды комплекса Четко. Протолитом для амфиболитов подошвы служили две группы пород: островодужные plutonic породы основного состава и базальты с геохимическими характеристика-





**Рис. 4.15.** Разрез-диаграмма, иллюстрирующая соотношения перидотитов Жозефин и метаморфической подошвы, по [Harper et al., 1996]  
Пояснения см. в тексте

ми MORB и внутриплитных океанических [Harper et al., 1996]. Радиогенные датировки амфиболитов метаморфической подошвы соответствует возрасту внутриокеанического надвигания в интервале 155–150 млн лет [Harper et al., 1994, 1996]. В схематичном виде соотношения ультрамафитов Жозефин, подстилающей их метаморфической подошвы и габброидов Четко показаны на рис. 4.15.

К нижней части пластины ультрамафитов приурочены интенсивно тектонизированные и рассланцованные серпентиниты и серпентинитовые милониты мощностью до нескольких десятков метров, отделяющие поднадвиговые амфиболиты от относительно свежих ультрамафитов. Минеральная ассоциация антигорит+брусит в милонитах указывает на образование этих пород при температурах 300–400 °С. Непосредственно под милонитами фиксируются линзовидные тела филлонитов (до 5 м), образовавшихся при регрессивном метаморфизме поднадвиговых амфиболитов. Серпентинитовые милониты, филлониты и амфиболиты характеризуются милонитовыми текстурами, линейностью в которых ориентированна в северо-восточном направлении. Серпентиниты и амфиболиты были вовлечены в процессы синметаморфических деформаций в процессе надвигания: линейность (lineation) и минеральная уплощенность в серпентинитах и милонитах параллельна таковой в подстилающих амфиболитах. Индикаторы стресса, выявленные при микроструктурных исследованиях пород, указывают на перемещение масс в процессе надвигания в северо-восточном направлении.

Температурные условия формирования серпентинитовых милонитов (300–400 °С) явно недостаточны для формирования поднадвиговых амфиболитов. Здесь необходимо отметить, что устанавливаются сложные интрузивные соотношения амфиболитов с подстилающими габброидами комплекса Четко [Loney, Himmelberg, 1977]. Поэтому в одной из последних работ Г. Харпера с соавторами [Harper et al., 1994] в качестве дополнительного источника тепла рассматриваются интрузии этих габброидов, тем более, что их возраст (153–161 млн лет) сопоставляется со временем внутриокеанического надвигания ультрамафитов на образования океанической коры.

Имеющиеся данные позволяют восстановить последовательность событий внутри океанического бассейна Жозефин, до тектонического становления офи-

олитов в аккреционной структуре гор Кламат: первичное формирование офиолитового разреза в процессе спрединга (162–165 млн лет тому назад), накопление маломощного разреза глубоководных осадков в кровле пиллоу-базальтов (приблизительно 157 млн лет тому назад), тектоническое совмещение мантийных ультрамафитов с образованиями океанической коры в процессе внутриокеанического надвигания (155–150 млн лет). Таким образом, интервал между первичным образованием офиолитов Жозефин и последующим внутриокеаническим надвиганием ультрамафитов на образования океанической коры не превышает 10 млн лет.

На примере офиолитов Жозефин рассмотрены и частично решены вопросы о существовании в пределах медленноспрединговых срединно-океанических хребтов, типа Срединно-Атлантического, пологих глубинных срывов (*detachment faults*), по которым ультрамафиты и габбро выводятся в верхние горизонты корового разреза непосредственно в рифтовых зонах, и о вращении блоков новообразованной океанической коры в процессе латерального отодвигания их от оси спрединга.

Данная проблема напрямую связана с выявленной цикличностью в пределах САХ, когда в различных его сегментах в те или иные промежутки времени спрединг реализуется за счет амагматичного растяжения в условиях дефицита бюджета магмы (так называемый “сухой спрединг”). При этом создается изначально аномальный (“хаотический”, по А.А. Пейве [2002]) разрез океанической литосферы. Достаточно подробно весь этот круг проблем, напрямую связанный с тектонической расслоенностью современной океанической литосферы, обсуждается в настоящей работе в главе 1.

Анализ геометрических соотношений между горизонтальной магматической расслоенностью в нижней части разреза офиолитов Жозефин, пространственным положением комплекса параллельных даек и горизонтальной слоистостью в перекрывающих офиолиты Жозефин осадках выявил вращение коровой части разреза непосредственно в осевой части срединно-океанического хребта: дайковый и расслоенный комплексы были повернуты приблизительно на 50° до излияния базальтовых лав и отложения осадков [Harper, 1982; Alexander, Harper, 1993].

Это вращение реализовалось в процессе растяжения в осевой зоне хребта в период затухания магматической активности. При этом формировались разломы, расщепляющие весь коровый разрез и верхнюю часть мантии (верхи ультрамафитов Жозефин). Такие разломы располагались над зонами пологих глубинных срывов в перидотитах и были ориентированы параллельно оси срединно-океанического хребта (пространственное положение палеохребта установлено по ориентировке даек в дайковом комплексе).

Несколько таких субгоризонтальных зон (*Toll Road Shear Zone*, *Red Mountain Shear Zone* и др.), мощностью от 30 до 350 м, располагаются на глубине около 1 км ниже кровли ультрамафитов и ориентированы параллельно ей. Внутри зон серпентиниты и ультрамафиты подверглись интенсивной тектонической переработке вплоть до образования типичных милонитов. Мощность корового разреза офиолитов Жозефин в районах развития подобных зон уменьшается до нескольких сот метров. Подобное явление связывается с очень высокой степенью растяжения при формировании глубинных срывов [Norrell, Harper, 1988].

Напомним, что речь идет о тектонических событиях внутри океанической литосферы на океанической стадии. Дополнительные аргументы в пользу такого вывода приведены А. Коултон с соавторами [Coulton et al.,

1995]. Так, исследованиями последних лет установлено, что рассмотренные выше субгоризонтальные зоны скалывания (shear zones) в ультрабазитах, представленные мощными зонами серпентинизации и милонитизации, прорваны недеформированными диабазовыми дайками толеитового и известково-щелочного состава с возрастом 150–146 млн лет, входящими в состав дайкового комплекса офиолитов Жозефин. Следовательно, образование таких зон предшествовало внедрению даек и происходило на океанической стадии развития, до обдукции ультрамафитов Жозефин и их тектонического становления в аккреционной структуре гор Клатат. Было также показано, что серпентинизация верхнемантийных ультрамафитов в зонах скалывания происходила вблизи осевой части срединно-океанического хребта в процессе амагматического растяжения в отсутствии магматической камеры при температурах < 350 °С (там же). Авторы данного исследования убеждены в том, что серпентинизация такого типа является важнейшей особенностью медленносрединговых хребтов вообще. Другими словами, речь идет о непосредственной связи океанической серпентинизации с тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований.

Таким образом, во всех рассмотренных выше районах гор Клатат устанавливаются свидетельства значительных горизонтальных перемещений и тектонического сгущивания масс еще на океанической стадии развития разновозрастных палеоокеанических бассейнов.

## Офиолиты Южного и Полярного Урала

Хабарнинский и Халиловский габбро-ультрамафитовые массивы Южного Урала, слагающие пологозалегающие покровные пластины, ассоциирующие с близкими по возрасту (палеозойскими) и формационной принадлежности основными вулканитами и осадками океанического происхождения, представляют собой останцы обширного офиолитового покрова [Щербаков, 1985, 1988]. Нижние части покровов сложены амфиболитами, образовавшимися при динамотермальном метаморфизме пород, которые близки по составу к океаническим толеитам, происходившим при температуре около 550 °С в условиях высокого стресса. Это позволило предположить, что формирование покровной структуры имело место еще в области с корой океанического типа.

В Кракинском аллохтоне метаморфические породы присутствуют в двух структурных позициях: в виде отдельных линз гранатовых амфиболитов и пироксенитов с гранатом и амфиболом и блоков гранатовых габбро и габбро-амфиболитов в серпентинитовом меланже [Савельева, Шараськин и др., 1988]. Авторы интерпретируют метаморфизованные габбро и пироксениты как синкинематические метаморфиты амфиболитовой фации, образованные в ходе ранних тектонических деформаций (начального тектонического сгущивания) океанической литосферы.

Габбро-амфиболиты, находящиеся в подошве краевого аллохтона Кемпирсайского массива, образовались по габброидам двух поколений. Ранние из них – формация расслоенных габбро – входит в состав среднеордовикской офиолитовой ассоциации, а внедрение и метаморфизм последующих связаны с завершением деформаций коры океанического типа на участках малого спрединга между зонами сгущивания [Перцев, Савельев, 1994]. Метаморфическая полосчатость, складчатость течения и структуры будинажа, присущие

этим породам, а также замещение амфиболитами первичных габбро, позволяют предполагать, что их внедрение и метаморфизм происходили во время перемещения постепенно остывающей пластины офиолитов. Более того, одинаковые преобразования габброидов второй генерации и сходство образованных по ним амфиболитов внутри и в подошве массива поддерживают представления авторов о протекании метаморфических событий до обдукции аллохтона на континентальную окраину [Савельева, Шараськин и др., 1998]. Прямым аргументом в пользу такого сценария эти исследователи совершенно справедливо считают тот факт, что слабометаморфизованные диабазовые дайки самой поздней генерации с геохимическими параметрами MORB секут высокометаморфизованные дайки второй генерации. В целом же ими констатируется большая роль в палеозойской эволюции океанического бассейна, представленного офиолитовым поясом зоны сочленения Восточно-Европейского континента и южных уралид, процессов тектонического сучивания коры внутри океанического бассейна. При этом не исключается, что они были неоднократными.

Офиолитовые массивы Полярного Урала (Войкаро-Сыннинский, Рай-Из и Сыум-Кей), имеющие гарцбургитовый тип разреза и отличающиеся по ряду значимых параметров от рассмотренных выше массивов Южного Урала, также несут следы тектонического расслаивания в океанических условиях.

В Войкарской зоне наиболее полно вскрыт разрез меланократового фундамента: ультрамафиты, габбро, диабазы дайковой серии и тоналиты. Эти породы слагают серию тектонических пластин, “сваренных” породами амфиболитовой фации метаморфизма [Савельева, 1987]. Тектонический срыв и выведение пород меланократового фундамента в верхние горизонты коры начались в океанической обстановке, до формирования островодужных поднятий в досреднесилурийское время. Появление габбро-ультрабазитовых покровов в ходе эволюции палеозойской океанической структуры доказывалось многими исследователями и явилось основанием для отнесения их к раннепалеозойской океанической коре (там же).

Тектоническая деламинация (расслаивание) многокилометровых разрезов ультрамафитов и габбро полярноуральских офиолитов сопровождалась хрупкопластическими деформациями и гидратацией этих пород, а также образованием синтетектонических метаморфитов амфиболитового уровня [Книппер, Шараськин, Савельева, 2001].

Таким образом, метаморфические подошвы, картируемые во многих офиолитовых аллохтонах, следует рассматривать в качестве своеобразных комплексов – показателей тектонической расслоенности палеоокеанической литосферы на океанической стадии.

Анализ материалов по тектонике офиолитов показывает, что имеются и другие, столь же легко узнаваемые и картируемые комплексы.

## **ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ ВНУТРИ ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗОВ**

Присутствующие в разрезах многих офиолитовых комплексов специфические тектонические брекчии, залегающие на различных стратиграфических уровнях внутри корового разреза, уже давно рассматриваются в качестве показателей послонных срывов, возникших во время горизонтального тектонического расслаивания океанической литосферы, сопровождающего доорогенное становление офиолитовых комплексов [Книппер, 1978; Книппер и др., 1980;

Книппер, Шараськин, Вознесенский, 2001]. Такая трактовка находится непосредственно в русле представлений о ранней тектонической расслоенности, поэтому кратко остановимся на цитированных выше работах А.Л. Книппера и дополним их некоторыми личными наблюдениями и данными из работ, опубликованных за прошедшие с тех пор годы.

Единственным районом, где офиолитовые брекчии изучены детально, являются Лигурийские Альпы. Офиолитовый комплекс здесь включает серпентиниты, габбро, долериты, которые перекрыты пиллоу-лавами, пелагическими известняками и кремнистыми породами верхней юры – нижнего мела.

Рассматриваемые брекчии приурочены к различным уровням разреза. Из брекчий в кровле меланократового фундамента наиболее широко известны офикальциты – брекчированные ультраосновные породы, в той или иной степени серпентинизированные, пронизанные сетью карбонатных прожилков и нередко пропитанные гидроокислами железа. Подобные брекчии, выделяемые итальянскими геологами под названием “Россо ди Леванто”, слагают протяженные линзы, мощностью до нескольких десятков метров, которые располагаются параллельно подошве перекрывающих их пород верхней части офиолитового комплекса. Система трещин и кальцитовых прожилков резко обрывается по границе офикальцитов и перекрывающих их осадочных или вулканогенных пород, что говорит о том, что образование офикальцитов предшествовало излиянию лав и осаждению яшм.

Относящиеся к этой же группе брекчии габбрового состава принципиально не отличаются от офикальцитов, за исключением того, что обломки в них сложены породами основного состава. Нередко обломки габброидов сцементированы мелкораздробленной массой, состоящей из фрагментов габбро, обломков его минералов и глинистого вещества.

Третий тип брекчий, занимающий аналогичное стратиграфическое положение, выделяется под названием Монте-Капра. Эти брекчии всегда залегают выше серпентинитов и офикальцитов, а обломки в них представлены деформированными и перекристаллизованными феррогаббро, ферродиоритами и их метаморфическими эквивалентами. Все эти породы не подстилают брекчии, и их коренные выходы в пределах Лигурийских Альп отсутствуют. Так же как и в предыдущих случаях, вулканисты, перекрывающие брекчии, не несут никаких следов брекчирования.

Кроме Лигурийских Альп, тектонические брекчии внутри офиолитовых разрезов описаны во многих других районах [Книппер, 1978; и др.].

Брекчии, располагающиеся в кровле серпентинитов и габбро, в том числе и офикальциты, широко распространены внутри Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Книппер, Соколов, 1974; Книппер, 1978; Книппер и др., 1980]. Здесь они не перекрываются базальтоидной серией офиолитового комплекса. Однако необычайная схожесть этих брекчий с таковыми Италии должна говорить об одинаковом механизме их формирования.

Типичные офикальциты представлены в глыбовых включениях серпентинитового меланжа в офиолитовых аллохтонах Восточного Сахалина [Разницин, 1982]. На Камчатке, в восточной части Кроноцкого полуострова, эти породы также являются важной составной частью меланжа, расслаивающего тектонические пластины верхнемеловых островодужных образований [Разницин и др., 1981, 1985].

М.С. Марковым были описаны брекчии, залегающие в кровле рассланцованных и амфиболизированных габбро на полуострове Камчатского мыса. Базальты залегают на раздробленных габброидах по неровной, карманообразной

поверхности. Отдельные мелкие обломки габбро встречаются и выше по разрезу в междушаровых пространствах пиллоу-лав [Марков, 1975].

Брекчии, подстилающие разрез пиллоу-лав, представлены в офиолитовых покровах Ньюфаундленда [Williams, Malpas, 1972; Книппер, 1978]. Брекчирование сосредоточено на уровне дайкового комплекса. Брекчии состоят из плотно притертых угловатых обломков даек, погруженных в тонко раздробленную массу тех же пород. Эти брекчированные дайки располагаются главным образом внутри габбро и слагают порой до 100% объема обнажений. Небольшое их количество встречается среди располагающихся выше по разрезу толеитовых базальтов. Местами сильному брекчированию подвержены и габбро. Поверхность контакта между пиллоу-лавами и брекчированными дайками очень резкая, что подчеркивается полным отсутствием брекчирования в толеитах. Степень метаморфизма даек и базальтов также сильно различна: дайковый комплекс метаморфизован в условиях зеленосланцевой – верхов амфиболитовой фации, в базальтах же проявлены только следы цеолитовой субфации метаморфизма. Метаморфизм последовал вслед за брекчированием [Книппер, 1978].

Брекчии и брекчированные дайки, аналогичные брекчиям, подстилающим разрез пиллоу-лав Ньюфаундленда, описаны в офиолитах Восточного хребта п-ова Шмидта на Сахалине, где они представлены в виде разобщенных тектонических пластин, либо в блоках в серпентинитовом меланже [Разницин, 1982].

В глыбовых включениях серпентинитового меланжа в восточной части Восточно-Сахалинских гор присутствуют брекчии, аналогичные брекчиям, залегающим внутри вулканогенно-осадочной части разреза офиолитового комплекса Лигурийских Альп (там же). Они состоят из угловатых обломков сургучных радиоляритов, кремнистых пород, базальтов, габброидов. Брекчия практически бесцементная, обломки плотно притерты друг к другу; иногда цемент брекчий представлен тонко раздробленным материалом обломков и пропитан гидроокислами железа. Другой тип брекчий состоит из плотно притертых обломков щелочных габбро-диабазов и пиллоу-базальтов в хлорит-эпидот-цоизит-карбонатном материале (там же).

Во всех разрезах офиолитовых комплексов, где сохранились первичные соотношения рассмотренных выше брекчий с подстилающими и перекрывающими их образованиями, они всегда залегают в виде пласта в кровле тех или иных частей разреза и нигде не слагают линейных зон внутри меланократового фундамента, дискордантных по отношению к базальным горизонтам пород, перекрывающим этот фундамент [Книппер, 1978]. Процесс брекчирования предшествовал выводу пород меланократового фундамента в сферу седиментации, т.е. их обнажению на морском дне. Тектоническое происхождение рассмотренных брекчий не вызывает сомнений. “Более того, их возникновение может быть связано только с горизонтальной плоскостью скалывания. Ряд признаков позволяет предположить, что эта плоскость находилась на относительно больших глубинах, поскольку формирование брекчий сопровождалось метаморфизмом в условиях амфиболитовой – низов зеленосланцевой фаций” [Книппер, 1978, с. 61].

Таким образом, приуроченность рассмотренных выше брекчий к тем или иным уровням разреза офиолитового комплекса указывает на структурное положение срывов в палеокеанической литосфере: в кровле мантийных ультрамафитов, вдоль верхней и нижней границ “слоя” габбро, в основании

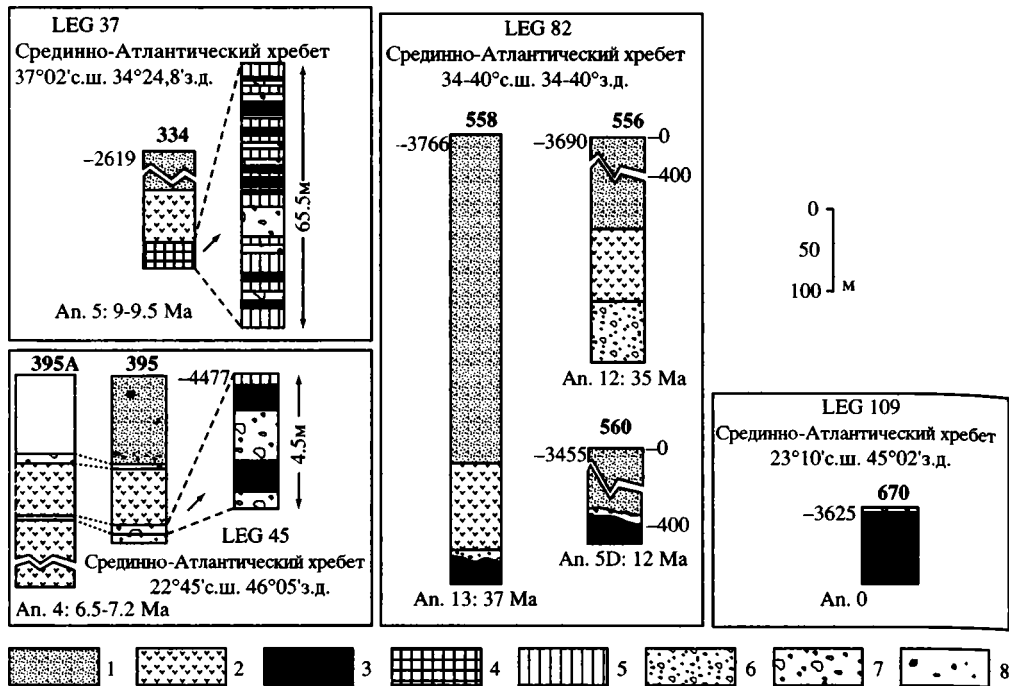
дайкового комплекса, между параллельными дайками и пиллоу-базальтами. При этом основной срыв, приуроченный к поверхности М, реализовался в обстановке растяжения и сопровождался механическим удалением (“сдира-нием”) верхних частей литосферы с пород, слагающих верхнюю мантию [Книппер, 1978].

Именно такая схема была предложена нами для образования офиолитов Восточного Сахалина [Разницын, 1982]. Верхняя, эффузивно-радиоляритовая, часть разреза Восточного хребта п-ова Шмидта представлена пиллоу-лавами базальтов, диабазами, долеритами, базальтовыми лавобрекчиями и туфами. В эффузивных породах присутствуют обломки, глыбы (от 0,1 до 20 м и более в поперечнике) и обрывки деформированных прослоев различного цвета яшм, сургучных радиоляритов, кремнистых пород, мраморизованных известняков и пикритов (см.: [Разницын, 1982, рис. 15]). В радиоляритах присутствует смешанный комплекс радиолярий, свидетельствующий о позднеюрском–раннемеловом и позднемеловом возрасте вмещающих пород. Глыбы на контакте с базальтами несут следы закалки в результате взаимодействия с раскаленной лавой. Подобная хаотическая толща выглядит еще более сложной из-за большого числа разрывов и трещин, залеченных кальцитовым материалом, зон милонитизации и мелких протрузий серпентинитов. В целом ее можно охарактеризовать как гигантскую тектономагматическую брекчию. Образование такой своеобразной мегабрекчии обусловлено растяжением (деструкцией) океанической коры в процессе формирования офиолитового разреза на фоне тектонического расслаивания литосферы.

Разнообразные брекчии, аналогичные рассмотренным выше (за исключением последнего примера по Восточному Сахалину), необычайно широко распространены и в современных океанах, в частности, в осевой части Срединно-Атлантического хребта [Бонатти и др., 1973; Дмитриев и др., 1974; Строение..., 1989, 1991; и др.]. Прежде всего, это относится к наиболее узнаваемым из них – офикальцитам. Находки этих пород при дагировках разломных ущелий и рифтовых зон стали довольно обычным делом. При этом бывает трудно отличить брекчии осадочного происхождения (талусы) от тектонических, а тем более установить их принадлежность к каким-либо стратиграфическим уровням разреза коры.

Тектоническое происхождение офикальцитов подтверждается тем, что ультрамафитовые компоненты этих брекчий часто имеют катакластические и милонитовые текстуры. Зоны брекчирования, по мнению Е. Бонатти [Bonatti, Nonnozez, 1976], могли возникать вдоль горизонтальных плоскостей, разделяющих блоки, участвующие в спрединге океанического дна. Подобная точка зрения не потеряла своей актуальности и сегодня. Как отмечали недавно А.Л. Книппер с соавторами [Книппер, Шараськин, Вознесенский, 2001], своеобразная структура офикальцитов возникла в результате тектонического расщепления литосферы и выведения ее мантийной части на поверхность океанского дна. Используя представления Б. Вернике об образовании протяженной поверхности отслаивания в условиях простого сдвига (simple shearing) при развитии рифтогенеза, многие исследователи стали связывать процессы брекчирования офиолитовых пород с возникновением такой поверхности вблизи кровли поднимающегося мантийного диапира (там же).

Стратиграфическое положение брекчий в разрезе океанической коры Атлантики установлено в скважинах глубоководного бурения DSDP и



**Рис. 4.16.** Стратиграфические колонки скважин глубоководного бурения ODP и DSDP, по [Lagabriele, Cannat, 1990]

1 – осадки; 2 – базальты; 3 – серпентинизированные перидотиты; 4 – ультрабазит-габбровые кумуляты с прослоями брекчий; 5 – габбро; 6 – ультрабазитовые брекчии; 7 – ультрабазит-габбровые брекчии; 8 – изолированные обломки ультрабазитов внутри осадков. Ап – номера магнитных аномалий. Ма – возраст магнитных аномалий

ODP 334, 395, 556, 558 и 560, вскрывших горизонты мафит-ультрамафитовых брекчий в кровле меланократового фундамента и внутри базальтов второго слоя молодой (не старше 15 млн лет) океанической коры Центральной Атлантики (рис. 4.16).

## СЕРПЕНТИНИТОВЫЕ МОНОМИКТОВЫЕ МЕЛАНЖИ

Еще одним свидетельством раннего внутриокеанического расслаивания палеоокеанической литосферы является, на наш взгляд, сам факт существования серпентинитового меланжа в областях развития офиолитов. При этом речь идет о специфических меланжах, в серпентинитовом матрикс которых присутствуют только обломки, глыбы и блоки пород меланократового фундамента и вулканогенно-осадочной части разреза офиолитового комплекса. Такие образования развиты практически во всех областях развития офиолитов. Они слагают самостоятельные геологические тела, расслаивают отдельные тектонические пластины, состоящие из различных пород офиолитовых комплексов, залегают в основании офиолитовых аллохтонов. Литература, в которой рассматриваются такие меланжи, насчитывает десятки наименований, начиная с обстоятельных работ А.В. Пейве, Н.А. Штрейса, Н.А. Богданова, А.Л. Книппера, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева, С.Д. Соколова [Пейве и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973; Книппер, 1975; Руженцев 1976; Соколов, 1977; и др.]. Такие



образования хорошо знакомы и автору настоящей работы по геологическим экскурсиям в Средней Азии и на Малом Кавказе во время Международного офиолитового симпозиума в 1973 г., на острове Яп в пределах Марианской островной дуги и в зоне Порт-Макуори в Восточной Австралии (17-й рейс НИС “Дмитрий Менделеев” и 25-я сессия Геологического конгресса, 1976 г.). Серпентинитовые меланжи детально изучались автором на Сахалине и Камчатке [Разницын, 1982; Разницын и др., 1981, 1985].

Выводы о горизонтальных перемещениях масс на океанической стадии получены при изучении серпентинитовых меланжей северного окончания Магнитогорской зоны Урала, сложенной главным образом ордовикско-каменноугольными терригенными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, а также породами офиолитовой ассоциации. Тщательное геолого-структурное изучение состава матрикса и глыбового наполнения меланжевой строиле утверждает, что последние начинали формироваться при интенсивной тектонической деформации палеозойской океанической литосферы [Савельев и др., 1998]. Образование связанных с этим ранним этапом деформаций складок двух генераций, приуроченных к пластинам зон меланжа и отсутствующих в более высоких пакетах пластин вулканогенно-осадочных толщ, происходило в условиях преобладающих горизонтальных деформаций. При этом складки самой ранней генерации возникли в условиях растяжения, а более поздней – сжатия. В ходе этого процесса пластины океанической коры и верхней мантии были совмещены с пластинами островодужных вулканогенно-осадочных толщ, после чего совместно подверглись наложенным деформациям. При этом первая фаза покровообразующих деформаций связывается с этапом внутривдольного сжатия океанической литосферы (там же).

Аналогичные выводы получены при изучении структурированных серпентинитовых меланжей в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала [Чаплыгина и др., 2002]. Меланжи слагают здесь серию смятых в складки покровных пластин. В состав каждой пластины входят исключительно глыбы и крупные отторженцы пород офиолитового разреза гарцбургитового типа, сформировавшегося при спрединге в срединно-океаническом хребте. Отличительной чертой этих меланжей является гарцбургитовый состав мантийных рестинов и присутствие в меланже пород полосчатой серии, расслоенного габбро и ордовикского кремнисто-вулканогенного комплекса. По мнению авторов данного исследования, начало меланжирования происходило при интенсивных тектонических деформациях раннепалеозойской океанической литосферы.

Цитированные выше работы – одни из немногих, где прямо говорится о формировании серпентинитовых меланжей в океанической обстановке. В подавляющем же большинстве публикаций такой вывод обычно не делается, однако читатель легко может сделать это сам.

Наглядной иллюстрацией сказанному является работа С.Д. Соколова с соавторами, в которой рассматриваются структурированные меланжи Куульско-го террейна в юго-западной части Корякской складчатой области [Соколов и др., 1996]. Офиолиты представлены здесь разрозненными блоками в серпентинитовом меланже. Среди них установлено несколько разновозрастных и генетически различных ассоциаций, имеющих океаническое происхождение и образовавшихся в геодинамических обстановках спрединга, надсубдукционных зон и внутривдольного магматизма в пределах абиссальных котловин. Меланж имеет сложное покровно-складчатое строение с элементами упорядоченной структуры, выраженной картируемыми пластинами меланжа с блоками пород определенного состава, образовавшимися в одной из перечисленных выше геодинами-

ческих обстановок. Тектоническое совмещение гетерогенных офиолитов, представленных в меланжах, в конечном счете, было обусловлено аккреционными процессами при становлении террейна. Совершенно очевидно, что начало формирования меланжей происходило намного раньше, в процессе тектонического расслаивания различных океанических комплексов, сопровождавшегося дезинтеграцией океанической литосферы Палеоокеана.

Особенно ясно такая ситуация проявлена в структурах активной континентальной окраины на северо-западе Тихого океана. Особое место в их ряду занимает Восточная Камчатка, так как ее районы максимально приближены к океану.

Нашими исследованиями на востоке Кроноцкого полуострова было установлено, что серпентинитовый меланж расслаивает тектонические пластины, сложенные сенонскими островодужными образованиями [Разницин и др., 1981, 1985].

Глыбовое наполнение меланжа представлено широким спектром пород. Наиболее типичны серпентинизированные гарцбургиты, в том числе полосчатые, амфиболиты с линейно-плоскостной ориентировкой минералов, клинопироксенитовые милониты, полосчатые верлиты и лерцолиты, габбро-диабазы, габбро-нориты, габбро-пегматиты, пиллоу-лавы базальтов с геохимическими характеристиками MORB, плагиигранитные катаклазиты, родингиты, нодулярные и массивные хромититы, талькиты, офикальциты. Весь этот комплекс представляет собой достаточно полный набор пород офиолитовой ассоциации (океанической коры и верхней мантии), не встречающихся в коренном залегании вне зоны меланжа.

Вся структура с несогласием перекрывается осадочно-вулканогенными образованиями палеоцен-эоценового возраста, которые служат неогавтохтоном. Следовательно, возраст становления покровной структуры и тектонического перемещения пластин отвечает самому концу мелового периода. Это время вообще было отмечено явлениями тектонического скупивания на значительных площадях современной зоны перехода от континента к океану на северо-западе Тихого океана. В частности, офиолитовые аллохтоны установлены на о-ве Шикотан Малой Курильской гряды [Меланхолина, 1978]. Наклон пластин и плоскостей надвигов на юг и юго-восток свидетельствует о движении масс при становлении покровной структуры по направлению с юго-востока на северо-запад, со стороны Тихого океана.

В данном случае трудно предположить что-нибудь иное, кроме того, что фрагменты различных уровней офиолитового разреза, представленные в серпентинитовом меланже Кроноцкого полуострова, характеризуют собой элементы досенонской океанической коры Тихого океана. Дезинтеграция этой коры и формирование меланжа происходили внутри океанического бассейна в районе восточнее полуострова и предшествовали тектоническому совмещению пластин сенонских островодужных образований.

## **ВЫЯВЛЕНИЕ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ НАДВИГОВ НА ПРИМЕРАХ РАЗЛИЧНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Следы и признаки тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы на океанической стадии, при отсутствии явных комплексов – показателей этого процесса, таких как рассмотренные выше метаморфические подошвы, специфические тектонические брекчии и мономиктовые серпентинитовые меланжи, выявляются при комплексных исследованиях офиолитовых аллохтонов на основе детального геологического картирования.

## Офиолиты острова Масира

Прекрасным примером сказанному служат офиолитовые покровы о-ва Масира, располагающиеся вблизи западной окраины Индийского океана, в 250 км к югу от выходов покрова Семайл в Омане (рис. 4.17).

Ранее офиолиты о-ва Масира считались частью покрова Семайл, перемещенного по сдвигу в свое современное положение [Moseley, 1969; и др.]. Позднее в западной части острова выделялась зона меланжа, состоящая из серпентинитов, габбро, вулканических и осадочных пород [Moseley, Abbotts, 1979]. Работами последних лет доказана ошибочность подобных представлений.

В начале 90-х годов большая группа швейцарских геологов провела здесь комплексные структурно-геологические исследования на основе крупномасштабной (1 : 12 000) геологической съемки. На всю территорию острова на площадь 750 км<sup>2</sup> была составлена геологическая карта в масштабе 1 : 50 000 [Peters et al., 1995].

Результаты этих исследований впервые были представлены на Международном офиолитовом симпозиуме в 1995 г. и в целом ряде последующих обстоятельных публикаций [Marquer et al., 1995, 1998; Peters, Mercolli, 1997, 1998]. В отечественной литературе офиолиты Масира рассматривались недавно А.Л. Книппером, А.Я. Шараськиным и Г.Н. Савельевой [Книппер, Шараськин, Савельева, 2001].

Основным результатом этих работ стало выделение здесь двух крупных покровов, каждый из которых слагается полным разрезом офиолитовой ассоциации (рис. 4.18).

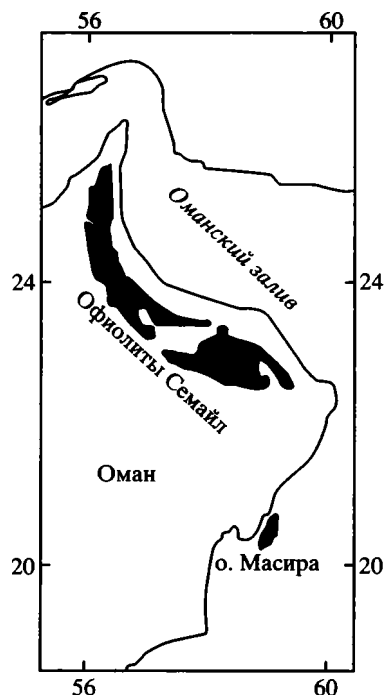
Верхний покров располагается в западной и северной частях острова, Нижний – в южной и юго-восточной. Нижний покров включает полную офиолитовую последовательность, которая сильно редуцирована по сравнению с оманской, а тем более с “нормальным” разрезом океанической коры. Общая мощность коровой части разреза здесь не превышает 2–2,5 км.

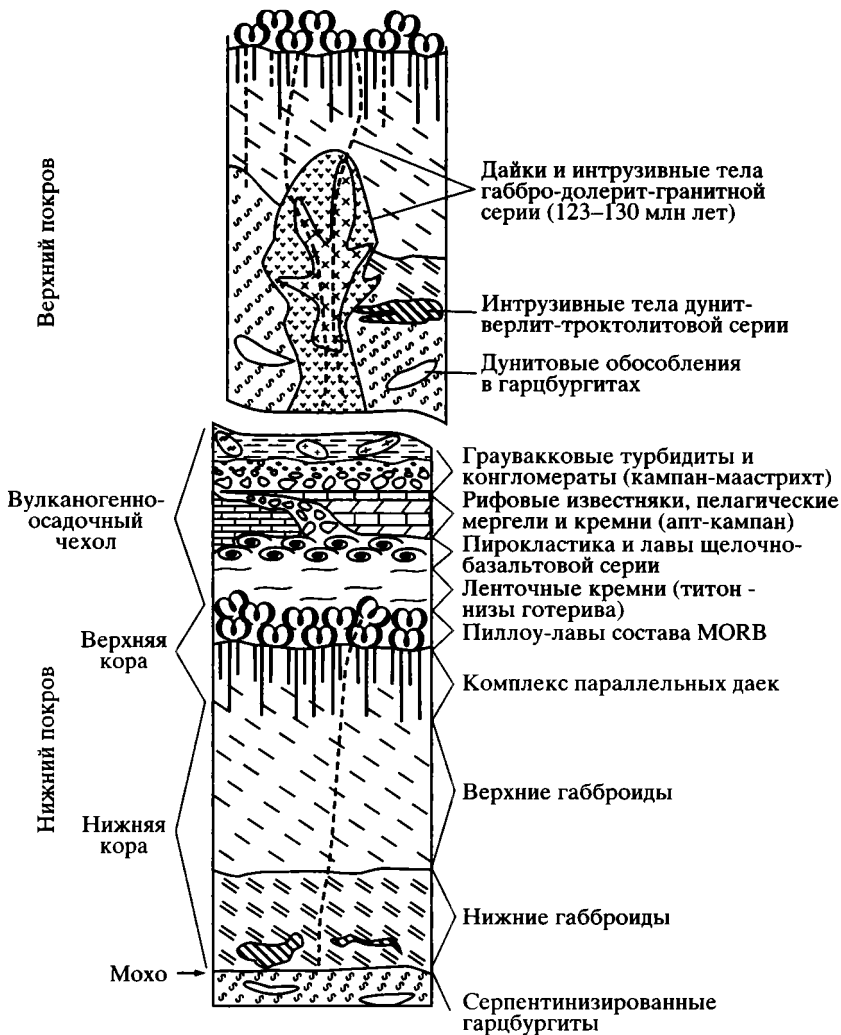
Мантийная часть последовательности сложена сильно серпентинизированными гарцбургитами с небольшими обособлениями дунитов. Видимая мощность гарцбургитов составляет несколько сотен метров.

Нижнекоровый разрез включает расслоенный габбро-ультрамафитовый комплекс, сменяющийся расслоенным оливиновым габбро, выше которого залегают габбро с отчетливой плоскостной ориентировкой минеральных зерен. Мощность этой части разреза не превышает 500 м.

Габброиды связаны постепенными переходами с вышележащим комплексом параллельных даек. Количество даек увеличивается от 30% в низах до 100% в верхней части комплекса. Дайки ориентированы в широтном направлении. Мощность дайкового комплекса составляет 1–1,5 км.

Рис. 4.17. Схема расположения офиолитов Семайл и о-ва Масира, по [Marquer et al., 1995]





**Рис. 4.18.** Обобщенный литостратиграфический разрез офиолитов о-ва Масира, по [Peters, Mercolli, 1997; Книппер, Савельева, Шараськин, 2001]

Пояснения см. в тексте

Пиллоу-лавы базальтов с геохимическими характеристиками от N-MORB до E-MORB типа формируют верхнюю часть корового разреза, мощностью 250–500 м.

Разрез осадочных и вулканогенных пород, перекрывающих толеитовые пиллоу-лавы Нижнего покрова, был сформирован в интервале времени от титона до конца маастрихта. Базальные горизонты глубоководных осадков (ленточные кремни титона – низов готерива) перекрыты пирокластикой и потоками щелочно-базальтовых пиллоу-лав (верхний готерив), на которых в одних местах отложились мелководные рифовые известняки, а в других – пелагические красные мергели и ленточные кремни апта–кампана. Верхняя часть осадочного разреза слагается кампан-маастрихтскими граувакковыми турбидитами –

предвестниками наступающей обдукции на окраину Аравийского континента [Immenhauser, 1995].

В Верхнем покрове, во многом отличном от Нижнего, зафиксирован ряд дополнительных особенностей офиолитов о-ва Масира. Гарцбургиты и нижнекоревая часть разреза прорываются здесь интрузиями габбро-долерит-гранитной серии. Исследование изотопных параметров этих пород показало, что они имеют мантийный генезис. Абсолютный возраст роговых обманок из пород данной серии составляет 125–130 млн лет, что очень близко к возрасту щелочно-базальтовых лав, залегающих на готерив-нижнебарремском уровне в разрезе осадочного чехла Нижнего покрова [Immenhauser, 1995].

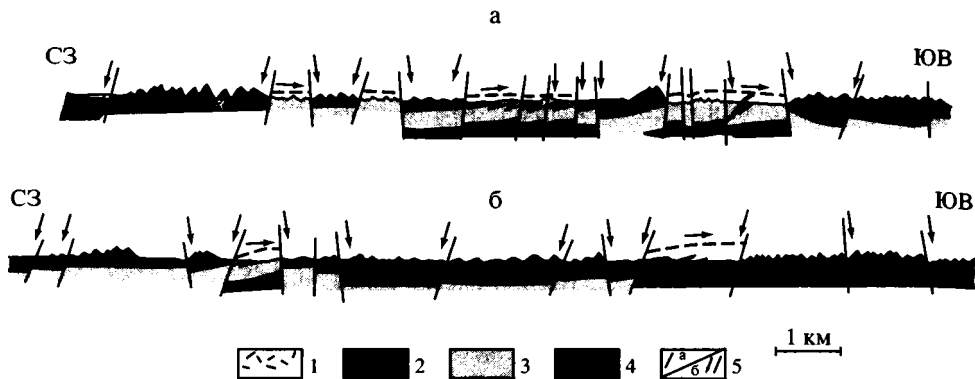
Особое внимание авторы исследований обращают на резко редуцированную мощность корового разреза офиолитов Масира по сравнению с “нормальной” океанической корой (2,5 км против 6–7 км) и особенно его габбровой части (всего 500 м). Сокращенная мощность коры связывается с формированием разреза вблизи трансформного разлома, а точнее, в районе пересечения рифт-разлом.

Верхний покров надвинут на Нижний по региональному субгоризонтальному надвику ММТ (Maine Masirah Thrust), хорошо прослеживающемуся в пределах всего острова. По этому надвику мантийные гарцбургиты Верхнего покрова совмещены с осадочными океаническими образованиями Нижнего. Толща осадочных пород непосредственно под Главным надвигом деформирована незначительно. Небольшое количество надвигов фиксируется в породах дайкового комплекса и в пиллоу-лавах Нижнего покрова. Основные же деформации сконцентрированы в низах Верхнего покрова: ультрамафиты в зоне надвига интенсивно тектонизированы, превращены в серпентиниты и рассечены большим количеством субгоризонтальных зон скалывания (shear zones) и пологих надвигов. В серпентинитах зажаты округлые глыбы габброидов и гарцбургитов (меланж. – Ю.Р.). Пластичные и хрупкопластичные деформации в зоне контакта двух покровов происходили в *P-T*-условиях зеленосланцевой и цеолитовой фаций метаморфизма.

Самые молодые осадочные породы относительного автохтона в Нижнем покрове имеют позднемаастрихтский возраст. Пакет тектонических покровов запечатывается среднеэоценовыми мелководными осадочными образованиями (неоавтохтон). Таким образом, эпизод внутриконтинентального надвигания имел место в палеоцене, 65–55 млн лет тому назад [Marquer et al., 1995]. А спустя короткий промежуток времени фрагменты океанической литосферы были обдукцированы на Аравийскую континентальную окраину. Автохтоном для них служили докембрийские осадочные и кристаллические образования Африкано-Аравийской платформы.

Движение масс в процессе внутриконтинентального надвигания происходило по направлению с севера на юг, что устанавливается по южной vergentности складок в осадочных образованиях Нижнего покрова и по широтному простираанию их осей. Осевые плоскости складок субгоризонтальны либо наклонены на север под углом от 10 до 70° [Marquer et al., 1995]. На это же указывают асимметрия складок, наличие большого количества мелких надвигов в осадочных образованиях относительного автохтона, наклоненных на север, и меридиональная ориентировка зон скалывания (shear zones) в зоне основного надвига (рис. 4.19).

Формирование позднеюрских офиолитов Масира связывается с раскрытием смежной Сомалийской глубоководной впадины на западе Индийского океа-



**Рис. 4.19.** Схематические геологические профили через северо-восточную (а) и юго-западную (б) части о-ва Масира, по [Marquer et al., 1995]

1 – кайнозойские образования; 2–4 – офиолитовые покровы: 2 – Верхний, 3, 4 – Нижний (3 – вулканогенно-осадочные титон-кампанские образования, 4 – субвулканические, нижнекоровые и мантийные образования); 5 – разломы: а – надвиги, б – сбросы

на, где распространена кора того же возраста: по палеомагнитным данным офиолиты Масира сформировались в срединно-океаническом хребте широтного простирания приблизительно на  $38 \pm 12^\circ$  ю.ш., когда Мадагаскар, вместе с Восточной Индией, откололся от Африкано-Аравийского континента и дрейфовал к югу [Gnos, Perrin, 1996; Peters, Mercolli, 1998].

Проведенные исследования убедительно показали, что офиолиты Масира не являются продолжением покрова Семайл. Аргументы в пользу этого следующие.

Расположенные по соседству офиолитовые массивы Омана и о-ва Масира существенно различаются по структуре и составу коровых частей разрезов.

Возраст офиолитов Масира соответствует поздней юре: пиллоу-лавы перекрываются радиоляриевыми микритами титона, что находится в соответствии с радиогенными датировками пород дайкового комплекса (150 млн лет); внутриокеаническое надвигание соответствует уровню приблизительно 60 млн лет, непосредственно после чего произошла их обдукция на Аравийскую континентальную окраину.

Возраст же формирования океанической коры в офиолитах Семайл отвечает альбу–турону. Внутриокеаническое надвигание имело место 95–100 млн лет тому назад, а обдукция произошла в кампане–мастрихте (см. выше). Кроме того, вспышка щелочно-базальтового магматизма, в результате которой осложнились структура и состав офиолитов о-ва Масира, произошла примерно 20 млн лет спустя после формирования разреза срединно-океанического типа [Marquer et al., 1998], в то время как в Омане временной разрыв между нижними и верхними пиллоу-лавами совершенно незначителен [Книппер, Шараськин, Савельева, 2001].

Более того, осадки глубоководного бассейна Хавасина офиолитового комплекса Семайл совершенно не схожи с пелагическими осадками Масира.

Важнейшей отличительной особенностью офиолитов Масира, в том числе и от покрова Семайл, является то, что они не были обдуцированы непосредственно сразу после их формирования в срединно-океаническом хребте, но являлись частью океанической коры не менее 80 млн лет (с титона по конец маастрихта).

## Офиолиты Малого Кавказа

Детальные картировочные работы выявили следы раннего тектонического расслаивания в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа, где реликты океанической коры Тетиса в виде офиолитовых аллохтонов надвинуты на разрезы активной континентальной окраины в середине коньякского века [Книппер, 1985]. Эти исследования очень интересны в методическом плане, поскольку учитывают всю совокупность фактов, по которым можно прямо судить об условиях и возрасте внутриокеанических деформаций. Здесь выделено несколько фаз таких деформаций, приведших к тектоническому расслаиванию коры и верхней мантии.

В основании офиолитового аллохтона, выделяемого под названием Ипякского покрова, располагаются все члены офиолитовой ассоциации – гарцбургиты, расслоенный комплекс, дайковая серия и верхнеюрская–неокомская осадочно-вулканогенная серия, в которой присутствуют как толеитовые, так и щелочные базальты. Верхняя часть аллохтонного комплекса слагается осадочно-вулканогенной серией, резко несогласно перекрывающей любые нижележащие породы офиолитовой ассоциации [Соколов, 1977].

Возраст этой верхней серии (Кылычлинский разрез) датируется альбом–сеноманом в низах и туроном – в более верхних горизонтах разреза. Внутри альбского–верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса выделяются три типа разрезов, состоящих из офиолитокластовых турбидитов и олистостромов и дифференцированных трахибальтовой и толеитовой серий. Этап деформаций, предшествующий образованию этой серии пород, устанавливается по брекчированию габбро и серпентинитов, будинированию диабазовых даек, амфиболитовому и зеленосланцевому метаморфизму пород. “Таким образом, в том океаническом бассейне, откуда были шарьированы офиолитовые аллохтоны, устанавливается предальбский этап деформаций и наблюдается смена характера вулканизма....Полевые взаимоотношения между доальбской и альб-туронской частями офиолитового комплекса показывают, что предальбские деформации сопровождались тектоническим расчлениванием пород офиолитового комплекса с последующим их выведением на дно морского бассейна и созданием расчлененного тектонического рельефа” [Книппер, 1985, с. 6].

В других частях Ипякского покрова выделяется эпизод внутриокеанических деформаций в конце средней юры. Этот эпизод сопровождался метаморфизмом и внедрением габбро-диоритовых интрузий. Щелочные базальты поздней юры – неокома изливались после этого эпизода деформаций прямо на поверхность мантийных тектонитов [Книппер, Савельева, Шараськин, 2001]. Вверх по разрезу базальты с постепенным переходом сменяются радиоляриевыми, а затем и олистостромовыми сериями альба–турона. В отдельных разрезах здесь устанавливается еще один этап апт-сеноманских внутриокеанических деформаций, который сопровождался возникновением эруптивных центров и формированием бимодальных и дифференцированных щелочных серий.

Таким образом, на рубеже раннего и позднего мела в океанической коре Тетиса отчетливо фиксируется начало ее тектонического расслаивания “Зафиксированные в австрийских деформациях эти новые геодинамические условия (сжатие) обусловили и всю дальнейшую историю развития океанической коры, вплоть до момента ее обдукции на континентальные окраины в сеноне” [Книппер, 1985, с. 8].

## Офиолиты Корякского нагорья

Помимо вышерассмотренных офиолитов гор Кламат, в пределах Тихоокеанского пояса имеются и другие примеры тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы в океанических условиях.

В Корякском нагорье широко развиты верхнепалеозойско-триас-нижнеюрские океанические вулканогенно-кремнистые и кремнистые отложения. Они являются фрагментами океанической коры Панталассы и первоначально накапливались в более южных, экваториальных, широтах, а затем оказались перемещенными в северном направлении [Соколов, 1997]. В средней юре они достигли палеоширот Корякской активной континентальной окраины, но их аккреция к континентальным структурам Азии в виде чужеродных террейнов началась значительно позднее, в конце мела [Соколов, 1992]. В результате эти океанические комплексы оказались в разном структурном положении. В Корякской системе покровов они слагают глыбы и блоки в серпентинитовых меланжах, а в Эконайской – самостоятельные пластины в тектонически расслоенном и сложно построенном аллохтоне [Руженцев и др., 1982]. Меланжи и пакеты пластин трансгрессивно перекрываются верхнеюрско-нижнемеловыми окраинно-морскими и предостроводужными образованиями. Следовательно, тектоническое становление фрагментов верхнепалеозойско-нижнеюрских океанических комплексов имело место в океанических условиях до образования структур переходной зоны.

Большая часть подобного рода деформаций, вероятно, была связана с перемещением чужеродных террейнов. Наиболее полную информацию по этому вопросу дает изучение чешуйчатых структур Ионайского покрова, сложенного фрагментами океанических конденсированных разрезов [Пушаровский, Разницын, Соколов, 1991]. Многочисленные чешуи нередко импрегнированы океаническими плагиогранитами (рис. 4.20). Причем рвущие тела главным образом приурочены к тектоническим контактам отдельных чешуй и пластин. Вполне возможно, что внедрение плагиогранитов явилось ответной реакцией на увеличение мощности коры в результате тектонического сжатия, происшедшего в океанических условиях. Наличие в таких пакетах пластин океанических отложений разных структурно-формационных зон океана определяет значительные масштабы внутриокеанических деформаций сжатия.

Примеры тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы в условиях растяжения или в системе фронтальный надвиг – тыловой раздвиг

приведены в работах С.В. Руженцева и С.Д. Соколова [Руженцев, Соколов, 1980]. Ими обосновывается выделение двух периодов существования океанической коры в Корякском хребте: позднепалеозойско-триасового и позднеюрско-раннемелового. Океаническая кора позднепалеозойско-триасового возраста в предпозд-

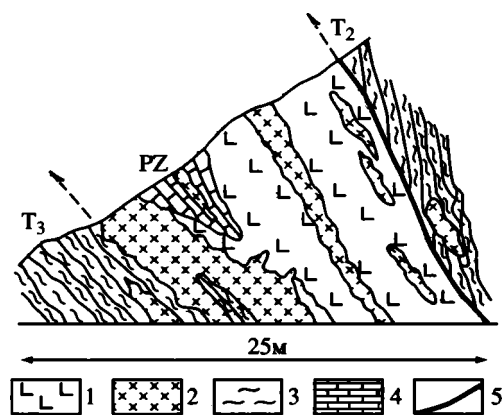


Рис. 4.20. Чешуйчатые структуры Ионайского покрова, импрегнированные плагиогранитами, по [Пушаровский, Разницын, Соколов, 1991]

1 – базальты; 2 – плагиограниты; 3 – кремни; 4 – известняки; 5 – надвиги



неюрское время подверглась деструкции: блоки коры начали раздвигаться, вскрывая породы меланократового фундамента. Деструкция сопровождалась процессом тектонического расслоения коры и дифференцированного смещения обособившихся элементов. Срывы происходили практически на всех уровнях раздела различных по составу слоев. При этом вся кора расслаивалась на серию независимо смещавшихся пластин. Главный срыв совпадал с полосчатым комплексом, по которому происходило смещение верхней части офиолитового разреза относительно ультрамафитового основания.

## Офиолиты Сахалина

Примером внутриокеанического надвигообразования могут служить также среднеловые структуры о-ва Сахалин [Рихтер, 1986]. Вулканогено-яшмовые комплексы триас-раннемелового возраста слагают здесь маломощные конденсированные разрезы, отвечающие океанической стадии развития. Принадлежность их к океаническим образованиям не вызывает сомнений, что доказывается как палеотектоническим анализом латерального ряда структур, так и характером разрезов и составом слагающих их пород.

В южной части Сахалина, на западе Тонино-Анивского полуострова, такие образования слагают полосу субмеридионального простирания шириной до 2 км и длиной более 5 км. Отсутствие мощных эффузивных прослоев и почти чисто яшмовый состав отложений, ясность структуры и обилие радиолярий в породах позволили рассматривать этот район в качестве стратотипического. Наиболее древние отложения датируются средним триасом (анизийский ярус), наиболее молодые – альбом–сеноманом. Общая мощность толщи 435 м. Собственно яшмы и радиоляриты слагают 350-метровый разрез, накопившийся за значительный временной интервал – от среднего триаса до низов альба (около 132 млн лет). Мелкочешучатый характер строения этого блока удалось доказать лишь благодаря тщательному площадному опробованию пород на микрофауну (радиолярии и конодонты), которое проводилось по сетке профилей через 0,5 м. Срывы развиваются преимущественно по плоскостям напластования пород и сопровождаются маломощными (сантиметры) зонами брекчирования и окварцевания, которые легко пропустить при картировании. Доказать же, что вдоль них проходили амплитудные тектонические перемещения надвигового характера, без детальных стратиграфических работ было бы невозможно [Рихтер, 1990]. Излишне говорить, что такие срывы сформировались в океанических условиях.

На макроуровне начало тектонических движений в палеоокеаническом бассейне фиксируется появлением среди яшмовых толщ апт-альбского возраста блоков верхнепалеозойских известняков и базальтов. Наиболее интенсивно надвигообразование проявилось в альбе–сеномане, когда были сформированы мощные олистостромы, в составе которых, кроме мезозойских эффузивов, яшм и известняков, присутствуют фрагменты глубинных частей океанической литосферы – олистолиты ультрамафитов, габброидов и амфиболитов. В основании литопластин по разломам выводятся не только блоки вулканогенно-яшмового комплекса, но и более глубинные образования, представленные различными метаморфическими и полиметаморфическими породами, а также серпентинитами и меланжем. В определенных же зонах проявлены процессы бластокатаклаза и бластомилонитизации мезозойских пород с образованием широких зон метаморфизованных в зеленосланцевой

## Офиолиты Корякского нагорья

Помимо вышерассмотренных офиолитов гор Кламат, в пределах Тихоокеанского пояса имеются и другие примеры тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы в океанических условиях.

В Корякском нагорье широко развиты верхнепалеозойско-триас-нижнеюрские океанические вулканогенно-кремнистые и кремнистые отложения. Они являются фрагментами океанической коры Панталассы и первоначально накапливались в более южных, экваториальных, широтах, а затем оказались перемещенными в северном направлении [Соколов, 1997]. В средней юре они достигли палеоширот Корякской активной континентальной окраины, но их аккреция к континентальным структурам Азии в виде чужеродных террейнов началась значительно позднее, в конце мела [Соколов, 1992]. В результате эти океанические комплексы оказались в разном структурном положении. В Корякской системе покровов они слагают глыбы и блоки в серпентинитовых меланжах, а в Эконайской – самостоятельные пластины в тектонически расслоенном и сложно построенном аллохтоне [Руженцев и др., 1982]. Меланжи и пакеты пластин трансгрессивно перекрываются верхнеюрско-нижнемеловыми окраинно-морскими и предостроводужными образованиями. Следовательно, тектоническое становление фрагментов верхнепалеозойско-нижнеюрских океанических комплексов имело место в океанических условиях до образования структур переходной зоны.

Большая часть подобного рода деформаций, вероятно, была связана с перемещением чужеродных террейнов. Наиболее полную информацию по этому вопросу дает изучение чешуйчатых структур Ионайского покрова, сложенного фрагментами океанических конденсированных разрезов [Пушаровский, Разицин, Соколов, 1991]. Многочисленные чешуи нередко импрегнированы океаническими плагиогранитами (рис. 4.20). Причем рвущие тела главным образом приурочены к тектоническим контактам отдельных чешуй и пластин. Вполне возможно, что внедрение плагиогранитов явилось ответной реакцией на увеличение мощности коры в результате тектонического сжатия, происшедшего в океанических условиях. Наличие в таких пакетах пластин океанических отложений разных структурно-формационных зон океана определяет значительные масштабы внутриокеанических деформаций сжатия.

Примеры тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы в условиях растяжения или в системе фронтальный надвиг – тыловой раздвиг

приведены в работах С.В. Руженцева и С.Д. Соколова [Руженцев, Соколов, 1980]. Ими обосновывается выделение двух периодов существования океанической коры в Корякском хребте: позднепалеозойско-триасового и позднеюрско-раннемелового. Океаническая кора позднепалеозойско-триасового возраста в предпод-

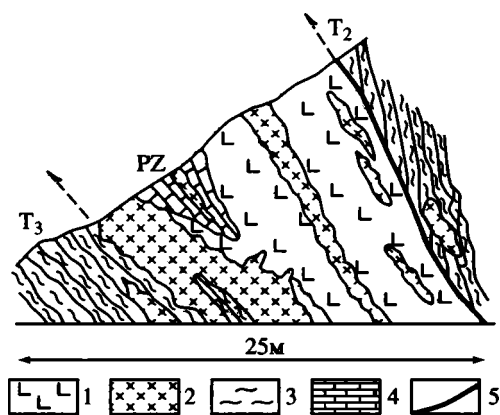


Рис. 4.20. Чешуйчатые структуры Ионайского покрова, импрегнированные плагиогранитами, по [Пушаровский, Разицин, Соколов, 1991]

1 – базальты; 2 – плагиограниты; 3 – кремни; 4 – известняки; 5 – надвиги

неюрское время подверглась деструкции: блоки коры начали раздвигаться, вскрывая породы меланократового фундамента. Деструкция сопровождалась процессом тектонического расслоения коры и дифференцированного смещения обособившихся элементов. Срывы происходили практически на всех уровнях раздела различных по составу слоев. При этом вся кора расслаивалась на серию независимо смещавшихся пластин. Главный срыв совпадал с полосчатым комплексом, по которому происходило смещение верхней части офиолитового разреза относительно ультрамафитового основания.

## Офиолиты Сахалина

Примером внутриокеанического надвигообразования могут служить также средне-меловые структуры о-ва Сахалин [Рихтер, 1986]. Вулканогено-яшмовые комплексы триас-раннемелового возраста слагают здесь маломощные конденсированные разрезы, отвечающие океанической стадии развития. Принадлежность их к океаническим образованиям не вызывает сомнений, что доказывается как палеотектоническим анализом латерального ряда структур, так и характером разрезов и составом слагающих их пород.

В южной части Сахалина, на западе Тонино-Анивского полуострова, такие образования слагают полосу субмеридионального простирания шириной до 2 км и длиной более 5 км. Отсутствие мощных эффузивных прослоев и почти чисто яшмовый состав отложений, ясность структуры и обилие радиолярий в породах позволили рассматривать этот район в качестве стратотипического. Наиболее древние отложения датируются средним триасом (анизийский ярус), наиболее молодые – альбом–сеноманом. Общая мощность толщи 435 м. Собственно яшмы и радиоляриты слагают 350-метровый разрез, накопившийся за значительный временной интервал – от среднего триаса до низов альба (около 132 млн лет). Мелкочешучатый характер строения этого блока удалось доказать лишь благодаря тщательному площадному опробованию пород на микрофауну (радиолярии и конодонты), которое проводилось по сетке профилей через 0,5 м. Срывы развиваются преимущественно по плоскостям напластования пород и сопровождаются маломощными (сантиметры) зонами брекчирования и окварцевания, которые легко пропустить при картировании. Доказать же, что вдоль них проходили амплитудные тектонические перемещения надвигового характера, без детальных стратиграфических работ было бы невозможно [Рихтер, 1990]. Излишне говорить, что такие срывы сформировались в океанических условиях.

На макроуровне начало тектонических движений в палеоокеаническом бассейне фиксируется появлением среди яшмовых толщ апт-альбского возраста блоков верхнепалеозойских известняков и базальтов. Наиболее интенсивно надвигообразование проявилось в альбе–сеномане, когда были сформированы мощные олистостромы, в составе которых, кроме мезозойских эффузивов, яшм и известняков, присутствуют фрагменты глубинных частей океанической литосферы – олистолиты ультрамафитов, габброидов и амфиболитов. В основании литопластин по разломам выводятся не только блоки вулканогенно-яшмового комплекса, но и более глубинные образования, представленные различными метаморфическими и полиметаморфическими породами, а также серпентинитами и меланжем. В определенных же зонах проявлены процессы бластокатаклаза и бластомилонитизации мезозойских пород с образованием широких зон метаморфизованных в зеленосланцевой

фации пород, пронизанных серпентинитами. Такое сочетание структурных форм объясняется движениями вдоль глубинных надвигов, направленных со стороны современного Тихого океана. Этот процесс начался в конце мела, что фиксируется появлением позднекампанского–маастрихтского олистострома, и закончился в начале палеогена формированием неоавтохтона, запечатывавшего структуру восточных районов Сахалина.

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛАИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ**

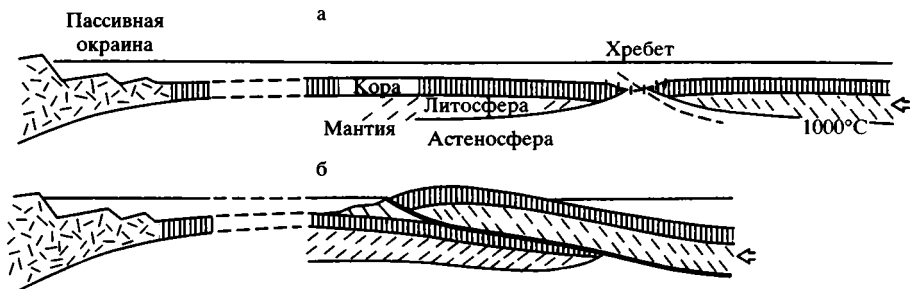
Итак, в целом ряде офиолитовых комплексов имеются свидетельства их субгоризонтального тектонического расслаивания еще в океанических условиях, которые вычитываются из расшифровки внутреннего строения офиолитовых аллохтонов. Естественно, что реализация такой задачи возможна только при детальных исследованиях. Наглядным примером сказанному являются рассмотренные выше офиолиты о-ва Масира, которые долгое время считались частью офиолитового покрова Семайл. Открытие на острове тектонически сдвоенного по внутриокеаническому надвигу разреза позднеюрской океанической коры стало возможным только после проведения там комплексных исследований большим коллективом петрологов, стратиграфов и тектонистов на основе крупномасштабной геологической съемки.

Особое место в идентификации внутриокеанических надвигов занимают структурно-вещественные комплексы – показатели раннего тектонического расслаивания океанической литосферы. В первую очередь это метаморфические ореолы (*metamorphic aureoles*) или метаморфические подошвы (*metamorphic soles*), установленные под многими офиолитовыми аллохтонами. Условно их можно разделить на два типа. Первый – это амфиболиты, протолитом для которых служили породы верхней части корового разреза: вулканиты 2-го слоя и осадочные породы 1-го, а также габброиды. Второй тип представлен набором метаморфических образований с обратной метаморфической зональностью: в подошве надвинутых ультрамафитов располагаются интенсивно деформированные гранулиты и гранатовые амфиболиты, последовательно сменяющиеся вниз по разрезу породами амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Протолитом для них служили те же океанические образования (габброиды, толеитовые базальты, глубоководные кремнистые и глинистые сланцы).

Эти ореолы имеют тектоническое происхождение и возникли во время горизонтального тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы в пределах того бассейна, где происходило первичное (доорогенное, по А.Л. Книпперу) становление офиолитового комплекса.

Процесс формирования обоих типов ореолов протекал по сходному сценарию в пределах срединно-океанического хребта, но при различных *P–T*-условиях.

На этапе раннего тектонического сгущивания шарьирование относительно холодных ультрамафитов верхней мантии сопровождалось амфиболизацией подстилающих покровов базитов второго слоя и осадочных пород первого палеоокеанической коры, которые припаивались к подошве покрова и перемещались в верхние горизонты коры вместе с ультрабазитами. Породы метаморфического ореола в данном случае формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при относительно невысоких температурах порядка 500 °C и высоком стрессе.



**Рис. 4.21.** Модель внутриокеанического надвигообразования, по [Boudier et al., 1988]

Стадии внутриокеанического надвигообразования: а – начальная, б – конечная

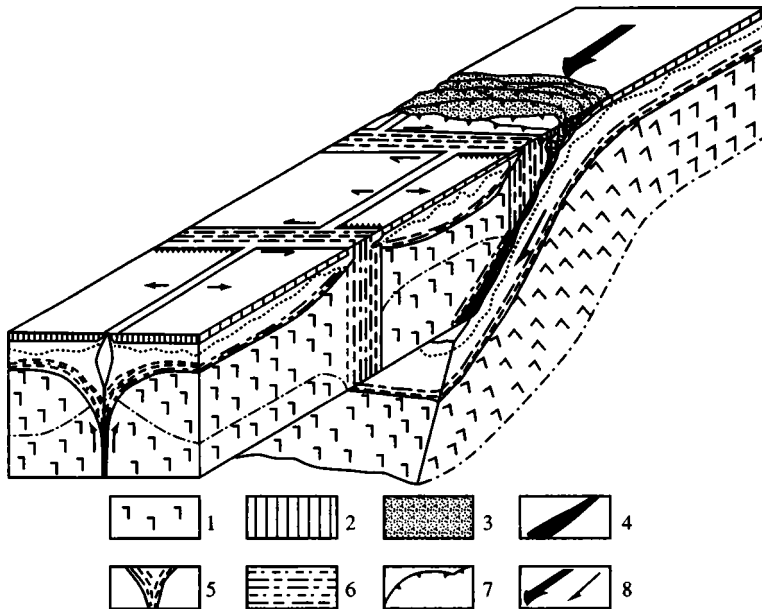
Поверхность основного срыва проходит по границе литосферы и астеносферы. Небольшой наклон надвигающейся литосферной плиты создает благоприятные условия для формирования плоскости надвига, особенно в том случае, если растяжение достаточно быстро сменяется сжатием

Такая интерпретация представляется весьма вероятной, поскольку аналогичная ситуация имеет место в разломе Элтанин в Тихом океане. В строении южного борта разломного ущелья принимают участие (снизу вверх по разрезу) амфиболиты, метаультрамафиты, габброиды, долериты, базальты и известняки. Вариации содержаний главных и редкоземельных элементов в амфиболитах позволяют рассматривать их как продукты динамотермального метаморфизма базальтов, близких по составу к Т-типу MORB, протекавшего при температуре 460–540 °С и давлении около 2 кбар в зоне интенсивных тектонических движений [Кашинцев, Жданов, 1981; Силантьев, 1995]. Г.Л. Кашинцев отмечал близость амфиболитовых сланцев по структурно-минералогическим признакам подофиолитовым амфиболитам о-ва Ньюфаундленд. По мнению С.А. Силантьева, метаморфизм протолита был обусловлен взаимодействием горячей ультрамафитовой пластины с вулканогенным субстратом: “...подобный тектонический сценарий диктует надвигание друг на друга блоков океанической литосферы...” [Силантьев, 1995, с. 33].

Для возникновения инвертированных метаморфических ореолов (на примере офиолитов Омана и Ньюфаундленда) требуются значительно более высокие температуры (порядка 850–1050 °С) и давления (5–7 кбар вблизи контакта с перidotитами, до 2 кбар – в основании метаморфического ореола). Поэтому проявление инвертированного зонального метаморфизма возможно только в случае надвигания очень молодой (не более 10 млн лет), горячей, океанической литосферы в непосредственной близости от оси срединно-океанического хребта.

Такие модели разработаны на базе большого фактического материала, в частности, по офиолитам Омана и Ньюфаундленда [Girardeau, Nicolas, 1981; Boudier et al., 1985; 1988; и др.] (рис. 4.21). По другой модели, этап деформаций, приведший к образованию амфиболитов и инвертированных зональных комплексов, связывается с этапом сжатия, во время которого вдоль трансформного разлома возникла зона субдукции, обусловившая метаморфизм в пододвигающейся плите [Karson et al., 1984] (рис. 4.22). Общим для всех предложенных моделей является признание того факта, что надвигание ультрамафитов происходило в океанических условиях, до обдукции офиолитов и их окончательного становления в структурах континентов и континентальных окраин.

Однако такая закономерность выдерживается не всегда. Так, интервал времени между первичным образованием офиолитов Жозефин и последую-



**Рис. 4.22.** Схематическая блок-диаграмма, иллюстрирующая внутриокеаническую субдукцию в зоне трансформного разлома на примере офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс, по [Karson et al., 1984], с дополнениями

1 – габробриты; 2 – базальты и дайковый комплекс; 3 – меланж; 4 – метаморфическая подошва; 5 – крупномасштабная магматическая расслоенность; 6 – зоны трансформных разломов; 7 – надвиги; 8 – направление перемещения блоков океанической литосферы

щим внутриокеаническим надвиганием ультрамафитов на образования океанической коры очень короткий и составляет всего несколько миллионов лет (стало быть, кора очень молодая), а метаморфический ореол представлен только амфиболитами. Поэтому можно думать, что для возникновения инвертированной метаморфической зональности необходимо привлечение дополнительного тепла, в том числе и возникающего за счет трения в процессе надвигания.

Следует отметить, что обнаружение инвертированных метаморфических комплексов в современном океане связано с определенными трудностями. Для этого необходимы детальные исследования с составлением последовательного разреза малой мощности (до первых сотен и десятков метров). Одно только драгирование не в состоянии справиться с такой задачей. Необходимо применение подводных обитаемых аппаратов, а в идеале, – и глубоководного бурения.

Именно с таким случаем мы имеем дело в скв. 735В, пробуренной в вершинной части трансверсивного хребта разломной зоны Атлантис II, на мелководной банке Атлантис, в пределах молодой миоценовой коры. Анализ материалов бурения привел нас к выводу о чешуйчато-надвиговом строении хребта, сложенного габброидами (см. главу 3).

Отдельные интервалы разреза скважины, мощностью до 200 м, рассечены высокотемпературными зонами скалывания (shear zones), ассоциирующими с метаморфитами от амфиболитовой фации в верхах до зеленосланцевой в низах. К таким зонам, интерпретируемым авторами бурения в качестве разломных, приурочены интенсивные катаклаз и милонитизация пород. При этом отмечается

практически повсеместное их пологое падение. С ними совпадают пологонаклонные рефлекторы, выявленные при вертикальном сейсмическом профилировании. Что особенно важно, одна из таких зон располагается в верхних 100 м разреза скважины. Непосредственно в окрестностях скважины, в гребневой части хребта, при помощи специального пробоотборника были закартированы тектонические останцы серпентинизированных ультрамафитов. Ультрамафиты, надвинутые на габброиды, впоследствии были уничтожены эрозией в субаэральных условиях, которые восстанавливаются здесь по ряду признаков. Разрез скважины начинается только с метаморфической подошвы, ранее подстилавшей ультрамафитовую пластину.

Таким образом, метаморфиты в основании офиолитовых аллохтонов могут рассматриваться в качестве комплексов – показателей тектонической расчлененности палеоокеанической литосферы в условиях интенсивного горизонтального сжатия. К настоящему времени такое положение стало уже обычным в тектонике офиолитовых комплексов. Так, например, в недавно изданном учебном пособии для студентов вузов среди разновидностей океанского метаморфизма выделяется “метаморфизм в подошве внутриокеанических надвигов”, а одна из глав пособия называется “Инвертированные зональные метаморфические комплексы – индикаторы надвиговых процессов” [Метаморфизм и тектоника, 2001].

Отсутствие же метаморфической подошвы в основании внутриокеанических надвигов обусловлено тектоническим расслаиванием зрелой, уже остывшей литосферы. Так, внутриокеанический надвиг в офиолитах о-ва Масира произошел спустя 80 млн лет после формирования офиолитов в процессе спрединга. Есть все основания полагать, что данный эпизод происходил за пределами срединно-океанического хребта, в смежной глубоководной котловине, уже после формирования там осадочного чехла.

К комплексам – показателям внутриокеанического тектонического расслаивания мы относим и специфические тектонические брекчии в кровле меланократового фундамента офиолитовых разрезов. Все эти брекчии формировались в условиях растяжения и приурочены к разноуровненным поверхностям горизонтальных тектонических срывов: к кровле мантийных ультрамафитов, вдоль верхней и нижней границ “слоя” габбро, к основанию дайкового комплекса; между параллельными дайками и пиллоу-базальтами. При этом основной срыв проходил вблизи поверхности М и сопровождался механическим удалением (сдиранием) верхних частей литосферы с пород, слагающих верхнюю мантию [Книппер, 1978].

В ряду структурно-вещественных комплексов – показателей первичного (доорогенного, по А.Л. Книпперу) горизонтального тектонического расслаивания офиолитовых комплексов находятся также мономиктовые серпентинитовые меланжи, глыбовые включения в которых представлены исключительно офиолитами и связанными с ними породами. Все сказанное выше относительно возможности формирования таких меланжей еще на океанической стадии развития подтверждается новейшими исследованиями в Атлантическом океане, в том числе и нашими. Фрагменты серпентинитового меланжа обнаружены в пределах трансверсивных хребтов разломных зон и непосредственно в рифтовых зонах. Если в первом случае эти находки связаны со структурами сжатия, то обнаружение их в протяженных сегментах рифтовых долин является прямым указанием на возможность формирования этих образований в обстановке растяжения, вероятно, в процессе “сухого” спрединга (см. главу 1).

В заключение данного раздела следует отметить, что тектоническое расслаивание офиолитовых разрезов на стадии их формирования является неотъемлемым свойством палеоокеанической литосферы вообще. "...По мере совершенствования средне- и крупномасштабного геологического картирования офиолитовых комплексов и применения современных аналитических методов для определения формационной принадлежности пород, число примеров, где устанавливаются явления раннего тектонического скучивания и тектонической расслоенности еще на океанической стадии будет неуклонно расти" [Пушаровский, Разницын, Соколов, 1991, с. 110].

Эта цитата из нашей работы вполне отражает и современное положение дел. Именно это направление является одним из перспективных в изучении офиолитов. Полученные при этом данные оказываются весьма полезными при изучении строения и истории развития литосферы современных океанов.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог изложенному выше, обратим внимание на ряд положений, которые хотелось бы особенно подчеркнуть. Впервые понятие “тектоническая расслоенность океанической литосферы” было введено в литературу Ю.М. Пушаровским в 1980 г. [Пушаровский, 1980]. За прошедшие с тех пор годы эта идея получила свое полное подтверждение на многочисленных примерах деформаций глубинных и близповерхностных масс в литосфере Мирового океана, при этом важную роль сыграли и наши исследования в Атлантике на НИС “Академик Николай Страхов” в период с 1986 по 2000 г. В отличие от Тихого океана, возраст которого, судя по геологической истории Тихоокеанского сегмента, составляет не менее 1–1,5 млрд лет, Атлантический и Индийский океаны – молодые и представляют собой сложные мезозойско-кайнозойские образования. Эти океаны с так называемыми медленноспрединговыми хребтами, в отличие от быстроспредингового Тихого, имеют целый ряд специфических черт, обусловленных тектонической расслоенностью литосферы.

Все приведенные в работе материалы убедительно свидетельствуют о тектонической расслоенности литосферы Атлантического и Индийского океанов, составляющих около половины площади Мирового океана. В основе этих выводов лежат две основные группы фактов, полученных различными геолого-геофизическими методами.

Первая касается непосредственно геологических исследований в гребневой части срединно-океанических хребтов в пределах рифтовых зон и поперечных (трансформных) разломов. Наиболее доступный метод, результаты которого широко использованы в работе, – ступенчатое драгирование стенок разломных и рифтовых долин по сближенным профилям, а также различных морфоструктур за их пределами. Хотя этот метод нельзя отнести к прямым геологическим, тем не менее, он дает достаточно полное представление о наличии большого количества разномасштабных неоднородностей разреза океанической коры как в вертикальном разрезе, так и по латерали. При этом гипсометрический уровень залегания глубинных образований (ультрабазитов и габбро) в рельефе дна Атлантики охватывает весь доступный наблюдениям интервал глубин от уровня моря до глубин 6–7 км, будучи независимым ни от приуроченности к определенному типу морфоструктур, ни от их расположения относительно рифтовой зоны. Другими словами, существующая картина распределения различных типов пород в разрезе океанической коры не укладывается в рамки простых горизонтально-слоистых геофизических моделей.

Для более углубленной разработки проблемы автором также использовались прямые геологические данные – глубоководное бурение и результаты работ на погружаемых обитаемых аппаратах. Последние наиболее информативны и представляют собой описания подводных геологических маршрутов. Анализ результатов таких работ не всегда позволял автору соглашаться с точкой зрения участников погружений, которая нередко сводилась к признанию веду-

щей роли вертикальной тектоники или к выявлению фрагментов “ненарушенных” разрезов океанической коры.

При изучении тектонической расслоенности фланговых участков САХ, смежных глубоководных котловин и периферических районов Атлантики на первое место выходят сейсмические методы, и в частности сейсмическое многоканальное профилирование отраженными волнами в различных модификациях. Эти структуры являются наиболее подходящими объектами для проведения такого рода исследований, поскольку твердая океаническая кора в их пределах перекрыта осадочным чехлом мощностью до нескольких сотен метров. Это обстоятельство, а также относительно ровная поверхность кровли фундамента, создают необходимые условия для получения качественной волновой картины.

Высокотехнологичные методы профилирования в сочетании с тщательной обработкой полученных материалов с применением операции миграции временных разрезов обеспечили получение высококачественных временных разрезов. При этом появились широкие возможности для выявления инфраструктуры верхней части литосферы и прослеживания ее неоднородностей на большие расстояния по латерали. Фиксация многочисленных наклонных рефлекторов внутри корового разреза и расслоенных пакетов отражающих горизонтов в основании коры совершенно изменили привычный сейсмический имидж верхней части океанической литосферы.

Вопрос о генезисе этих отражений в настоящее время достаточно обоснованно решен в пользу их тектонической природы. При этом оказалось, что наклонные и субгоризонтальные рефлекторы нередко сравнимы по амплитуде и отражательной способности с границами вода–дно и осадки–фундамент. Высокая отражательная способность таких рефлекторов объясняется совмещением блоков с различной акустической жесткостью по пологим разломам, а сами разломы несомненно представляют собой тектонические нарушения (надвиги). Последние вообще оказались прекрасной мишенью для применения метода многоканального сейсмического профилирования, что было однозначно установлено при проведении глубоинных сейсмических исследований континентальной коры различных регионов США, Франции и Урала по программам COCORP, ECORP, URALSEIS.

Что касается коры океанической, то вертикальное сейсмическое профилирование (VSP) в скв. 735В в восточном трансверсивном хребте зоны разлома Атлантис II в пределах Юго-Западного Индийского хребта выявило на разных уровнях внутри 1500-метрового разреза габброидов третьего слоя серию полого наклоненных (30–35°) в сторону рифта рефлекторов. Последние точно соответствуют тектоническим зонам хрупкопластических деформаций в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Другая группа наклонных отражающих горизонтов в районе той же скважины коррелируется с многочисленными ослабленными зонами скалывания (shear zones), сложенными Fe-Ti окисленными оливинowymi габбро. На контакте последних с более массивными габброидами имеет место резкий скачок плотностей пород и, как результат, появление четких отражающих горизонтов. Для реализации подобной волновой картины мощность таких расслоенных зон должна быть порядка 50–200 м, что находится в полном соответствии с данными бурения.

Необходимо отметить, что выводы о тектонической природе границы М в океанической литосфере, полученные на основе геологических исследований, также находятся в соответствии с результатами сейсмических исследований

МОГТ. В структурном отношении эта граница нередко является субгоризонтальным срывом, разделяющим дискордантные по отношению друг к другу структуры вышележащей коры и нижележащей мантии. Это прекрасно видно на многочисленных профилях МОВ ОГТ и ШГСП в Северо-Американской и Канарской котловинах, где наклонные рефлекторы секут весь коровый разрез и срезаются отражениями, связанными с границей М.

Таким образом, наметившаяся к концу 80-х годов прошлого столетия тенденция к интерпретации таких рефлекторов в качестве тектонических нарушений в настоящее время приобрела главенствующие позиции, о чем свидетельствует каждая новая работа по многоканальному профилированию различных регионов Мирового океана.

Все эти данные свидетельствуют о том, что простые горизонтально-слоистые модели строения океанической коры, построенные на основе глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), находятся в противоречии с новым сейсмическим имиджем океанической литосферы и с расположением различных комплексов пород в вертикальном разрезе. Однако мы не разделяем крайних точек зрения, согласно которым вообще не считается возможным даже обсуждать слоистые модели как предельно упрощенные. В свое время они сыграли большую роль в разделении земной коры на континентальную и океаническую, что являлось крупнейшим достижением науки. Кроме того, данные о скоростях сейсмических волн в вертикальном разрезе даже по точкам зондирования, удаленным друг от друга на большие расстояния, несут в себе важную информацию о крупных неоднородностях океанической литосферы. Более того, информация об инверсии скоростей в глубинном разрезе или о наличии в низах коры повышенных скоростей порядка 7,2–7,4 км/с, соответствующих серпентинизированным ультрабазитам, может являться указанием на тектоническую расслоенность литосферы.

Помимо упомянутых выше методов изучения тектонической расслоенности океанической литосферы, большое значение имеют сведения о напряженном состоянии недр, как скважинные, так и полученные на основе механизмов очагов землетрясений. Все они свидетельствуют о сильном горизонтальном стрессе, имеющем место на большей части акватории молодых океанов и о концентрации растягивающих напряжений лишь в очень узкой осевой зоне срединно-океанического хребта.

Результаты наших исследований позволяют констатировать, что спрединг во многих сегментах САХ реализуется при дефиците бюджета магмы, когда тектонические процессы в рифтовой зоне преобладают над магматическими и глубинные породы выводятся в верхние части коры по пологим глубинным срывам (“сухой спрединг”). На небольшом расстоянии от оси хребта обстановка растяжения сменяется на сжатие и эти срывы преобразуются в надвиги. Таким образом происходит тектоническое расслаивание молодой литосферы в направлении спрединга, перпендикулярно оси срединно-океанического хребта.

Тектоническое расслаивание верхней части литосферы наилучшим образом проявлено в структурах трансверсивных хребтов разломных зон, в том числе в узлах пересечения рифт–разлом. Здесь устанавливается незакономерное, часто случайное, распределение различных типов пород в вертикальном разрезе, не прослеживающееся на значительные расстояния по латерали. Мантийные тектониты нередко слагают самые верхние части корового разреза. Таким образом, трансверсивные хребты разломных зон являются областями сгущивания глубинных и близповерхностных масс, в которых реализуется тектоническое расслаивание в направлении, параллельном оси САХ. Это сгущивание обу-

словлено компенсационным сжатием: раздвиг и утонение коры под долинами разломов сопровождаются надвигообразованием в трансверсивных хребтах, с формированием структур типа обдуктивных.

Сложное взаимодействие зон растяжения (долины трансформных разломов и рифтовые зоны) и сжатия (трансверсивные хребты и межразломные участки в целом) в конечном итоге приводит к интерференции двух направлений (ортогонального и параллельного оси САХ) тектонического расслаивания. При этом основная часть литосферы оказывается в обстановке интенсивного горизонтального сжатия, а оси наибольшего сжатия и растяжения занимают положение, близкое к горизонтальному. Взаимодействие зон растяжения и сжатия в конечном итоге обусловило формирование чрезвычайно сложного поля напряжений в коре с различной ориентацией осей сжимающих и растягивающих напряжений. Реализовавшаяся в этом поле тектоническая расслоенность верхней части литосферы определяет случайное и неупорядоченное расположение отдельных ее элементов.

Общая геодинамическая и структурная картина еще более усложняется процессами, связанными с вращением Земли (изменения скорости вращения, периодические изменения радиуса планеты, изменение ее формы, изменение ориентации оси вращения и т.д.).

Сочетание достоверно установленных крупноамплитудных вертикальных перемещений блоков с тектонически расслоенными фрагментами литосферы привело к созданию сложной чешуйчато-блоковой структуры океанической коры, сильно отличающейся от простых слоистых моделей. Все это создает ситуацию, когда “нормальная” последовательность пород океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте становится весьма проблематичной. Но и в тех редких случаях, когда такая последовательность выявляется, как, например, в южном трансверсивном хребте разлома Вима, при ближайшем рассмотрении она оказывается нарушенной пологими надвигами, приуроченными к границам различных комплексов. При этом основной срыв приурочен к пограничной области кора–мантия и в первом приближении совпадает с поверхностью М.

Проведенные исследования позволили установить, что тектоническое расслаивание океанической литосферы наиболее присуще самым ранним стадиям ее развития. В целом же оно происходило на протяжении практически всей истории раскрытия Атлантики и протекало по-разному в различных районах. Тектоническая расслоенность литосферы здесь имеет место в пределах Срединно-Атлантического хребта и его флангов, в смежных глубоководных котловинах и в структурах периферических районов океана, включая океанические поднятия и пассивные окраины.

Процессы тектонического расслаивания литосферы в осевой части Срединно-Атлантического хребта непосредственно связаны с формированием активных гидротермальных полей, ассоциирующих с ультрабазитами, и связанных с ними крупных метановых аномалий. Эти чрезвычайно нестабильные области тяготеют к участкам тектонически скученной и расслоенной литосферы в пределах дистальных частей межрифтовых отрезков зон трансформных разломов и к рифтовым зонам.

Масштабные процессы серпентинизации ультрабазитов обусловлены тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований и, в конечном счете, приводят к формированию специфических гидротермальных минералообразующих систем и потенциальных скоплений углеводородов. При этом тектоническое расслаивание молодой литосферы реализуется в условиях “сухого” спрединга при дефиците бюджета магмы с выводом мантийных пород на поверх-

ность дна по системе пологих глубинных срывов и надвигов, к которым и приурочены участки разгрузки таких систем в пределах гидротермальных полей.

Многое из сказанного выше в полной мере применимо и к литосфере Индийского океана. Здесь в не меньшей степени, чем в Атлантике, присутствуют элементы тектонической расслоенности океанической литосферы. Это положение относится как к срединно-океаническим хребтам, так и к глубоководным котловинам.

Прежде всего это – гигантская зона молодых и современных так называемых внутриплитных деформаций в северо-восточной части океана. Широкое распространение надвигов в литосфере этой зоны подтверждается новейшими сейсмическими работами и известными данными по целому комплексу геофизических аномалий этого района Мирового океана вообще. Деформации сжатия, имеющие здесь место, проявлены не только в коре и в перекрывающих ее осадках, но и в мантии. Наилучшим объяснением наблюдаемой аномальной картины на сегодня является модель двухъярусной тектоники плит, использующая принцип послойного дифференцированного движения коровых масс с “накачкой” пластичных серпентинитов из низов коры – верхов мантии в формирующиеся при сжатии зоны надвигов.

Обширный сейсмический материал свидетельствует о широком распространении надвиговых структур в коре глубоководных впадин вне зоны деформаций – Сомалийской, восточной части Западно-Австралийской, Северо-Австралийской и впадины Кювье. При этом характер сейсмических разрезов с наличием большого количества наклонных отражающих горизонтов практически идентичен таковым в хорошо изученных районах Центральной Атлантики.

Взбросо-надвиги и надвиги установлены также в Восточно-Индийском хребте, в зонах разломов Оуэн, Чейн, 86°, Индрани и др.

Прямые доказательства чешуйчато-надвиговой структуры трансверсивного хребта зоны разлома Атлантик II (Юго-Западный Индийский хребет) получены при бурении уже упоминавшейся скв. 735В и проведении сопутствующих и последующих геолого-геофизических исследований, в том числе и бурения многочисленных неглубоких скважин в районе исследований. Помимо тектонического сдвигания габброидного разреза и наличия в разрезе скважины большого количества пологих тектонических зон, совпадающих с четкими отражающими горизонтами, в верхней части хребта выявлены тектонические останцы ультрабазитового покрова. Мощная, полого наклоненная в сторону рифта зона, в кровле разреза сложенная образованиями гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма с признаками обратной метаморфической зональности, представляет собой аналог метаморфической подошвы, присутствующей под многими офиолитовыми аллохтонами на суше.

В целом же, условия горизонтального сжатия в литосфере Индийского океана возникали в различных геодинамических обстановках и были вызваны воздействием различных факторов, действовавших одновременно.

Нет сомнений, что в дальнейшем будут обнаружены новые факты разрывных деформаций сжатия в океанической литосфере. Но и имеющихся данных достаточно, чтобы констатировать существование в океане надвигов.

Тектоническое расслаивание палеоокеанической литосферы и образование надвиговых ансамблей на океанической стадии развития рассматриваются на примерах целого ряда офиолитовых комплексов Евразии и Северной Америки. На первое место при идентификации внутриокеанических надвигов здесь выходят породные ассоциации, которые автор предлагает называть комплексами – показателями ранней тектонической расслоенности. Это – метаморфические

подошвы (ореолы) в основании ультрабазитовых пластин, образовавшиеся в процессе их внутриокеанического надвигания на образования океанической коры; серпентинитовые мономиктовые меланжи, формирующиеся при дезинтеграции океанической литосферы в процессе горизонтальных перемещений, и приуроченные к разным уровням офиолитовых разрезов тектонические брекчии. По общепринятой точке зрения, динамометаморфиты и меланжи формировались в обстановке сжатия, а тектонические брекчии маркируют собой зоны срывов в обстановке горизонтального растяжения литосферы.

Все эти комплексы выявлены и в областях тектонического расслаивания литосферы современной Атлантики. При этом серпентинитовый меланж наиболее широко представлен непосредственно в рифтовых зонах. Его формирование происходило в обстановке растяжения, в условиях “сухого” спрединга, когда тектонические процессы преобладают над магматизмом. Это обстоятельство непременно должно учитываться при палеотектонических и палеогеодинамических реконструкциях.

По мере совершенствования геологического картирования офиолитовых комплексов и применения современных аналитических методов для определения формационной принадлежности пород число примеров, где устанавливаются явления раннего тектонического скучивания и тектонической расслоенности еще на океанической стадии, неуклонно растет. Вместе с тем, увеличение степени детальности геолого-геофизических исследований в океанах и применение современных методов изучения рельефа и внутренней структуры океанической коры позволит уже в ближайшем будущем приблизиться к составлению средне-масштабных геологических карт для отдельных участков морского дна.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Надвиговые деформации земной коры и верхней мантии Атлантического и Индийского океанов имеют широкое распространение. В подавляющей массе они образуют ансамбли тектонического скупивания литопластин. Такие структурные комплексы зафиксированы как в сводовой части, так и на флангах срединных хребтов, в коре глубоководных впадин, в пределах внутриокеанических поднятий и в зонах континентальных окраин. Они отражают тектоническую расслоенность океанической литосферы.

2. Тектоническое расслоение океанической литосферы происходит на протяжении всей геологической истории молодых океанов. Но в большей степени этот процесс свойствен ее ранним стадиям развития. Данный тезис обосновывается как структурным анализом литосферы Атлантического и Индийского океанов, так и тектоникой палеоокеанических (офиолитовых) комплексов.

3. Тектонические стрессы, ответственные за образование тектонически расслоенных комплексов, в основной массе ориентированы в двух направлениях: по направлению спрединга и параллельно оси срединно-океанического хребта. Они связаны с динамикой рифтовых зон и трансформных разломов.

4. Основными геодинамическими обстановками формирования надвиговых структур являются сжатие и растяжение. Их проявление носит дискретный характер. Отсюда большая сложность строения коры и подкоровых областей океанической литосферы, изменчивость масштабов самого явления.

5. Тектоническая расслоенность коры и верхней мантии в сочетании с крупноамплитудными вертикальными перемещениями отдельных участков трансверсивных хребтов разломных зон и наличием внутри последних неспрединговых блоков привели к созданию сложной чешуйчато-блоковой структуры океанической коры, сильно отличающейся от простых слоистых моделей.

6. Масштабные процессы серпентинизации ультрабазитов в океанической литосфере обусловлены тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований в осевой части срединно-океанических хребтов и в конечном счете приводят к формированию специфических гидротермальных систем, продуцирующих крупные метановые аномалии и возможные углеводородные скопления в пределах тектонически расслоенных зон.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анохин В.М., Одесский И.А.* Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
- Агапова Г.В.* Особенности морфологии активной части разлома Страхова // Океанология. 1993. Т. 33, № 2. С. 263–268.
- Агапова Г.В.* Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // Океанология. 1994. Т. 34, № 1. С. 107–112.
- Агапова Г.В., Волокитина Л.П.* О преобладающих простираниях разломов на дне океана // Океанология. 1991. Т. 31, вып. 1. С. 92–101.
- Акимцев В.А., Шарапов В.Н., Колобов В.Ю. и др.*, Гидротермальная активность зоны счленения Срединно-Атлантического хребта с трансформным разломом Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ РАН, 1991. С. 37–50.
- Антипов М.П., Шлезингер А.Е., Штеренберг Л.Е.* Зависимость волнового поля от особенностей стратиграфического разреза // ДАН. 1992. Т. 327, № 2. С. 243–246.
- Балина Н.В.* Офиолитовая модель океанической коры Центральной Атлантики (по данным МОВ ОГТ на Канаро-Багамском геотраверзе): Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. 1995. Саратов. 29 с.
- Белюсов М.С., Дараган-Сущева Л.А., Маценков С.П. и др.* Аномальная структура земной коры в районе трансформного разлома Кейн, Центральная Атлантика // ДАН. 1993. Т. 333, № 5. С. 618–621.
- Бельтнев В.Е., Степанова Т.В., Шилов В.В. и др.* Новое гидротермальное поле на 12°58,4' с.ш. и 44°51,8' з.д.: Тез. докл. Рабочего совещания Российского отд. Международного проекта InterRidge. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. С. 15.
- Богданов Н.А.* О тектоническом скупивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133–146.
- Богданов Н.А.* Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
- Богданов Ю.А.* Гидротермальные рудопроявления Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
- Богданов Ю.А., Сагалевич А.М.* Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов "МИР". М.: Научный Мир, 2002. 304 с.
- Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. и др.* Подводные геологические исследования гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) // ДАН. 1999. Т. 365, № 5. С. 657–662.
- Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Черняев Е.С. и др.* Гидротермальное поле 14°45' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 1995. Т. 343, № 3. С. 353–357.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Наука, 1973. С. 9–29.
- Бруэр Дж.* Сейсмические методы изучения крупных разломов коры // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 289–297.
- Буданов В.Г., Бурьянов В.Б., Русаков О.М., Соловьев В.Д.* Структура литосферы зон разломов Экваториальной Атлантики (7–10°с.ш.) // Геофиз. журн. 1980. Т. 2, № 4. С. 12–22.
- Вержбицкий В.Е.* Особенности структуры и генезис Индоокеанской зоны внутриплитных деформаций: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2000. 28 с.
- Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* О характере взаимоотношения гетерогенных структурных элементов Центральной котловины Индийского океана // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 98–99 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).



*Вержбицкий Е.В.* Исследование теплового потока в Центральной котловине Индийского океана // *Океанология*. 1991. Т. 31, вып. 5. С. 792–798.

*Вержбицкий Е.В., Городницкий А.М., Емельянов Е.М. и др.* Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика) // *Геотектоника*. 1989. № 2. С. 12–22.

*Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // *Физика Земли*. 1993. № 11. С. 26.

Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск, 1991. 192 с.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР – ГУГК, 1975. 151 с.

Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе. М.: ВИНТИ, 1996. 145 с.

Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). СПб.: Изд-во ВНИИОкеанология, 1998. 160 с.

Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1987. 222 с.

*Гордин В.М.* Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Меттьюсю // *Тектоника неогая: общие и региональные аспекты*. М.: ГЕОС. 2001. С. 168–170. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).

*Гордин В.М., Городницкий А.М.* Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // *Петромагнитная модель литосферы*. Киев, 1994. С. 103–106.

*Городницкий А.М., Корякин Е.Д.* О природе аномалий Буге в зонах трансформных разломов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1994. Т. 69, № 2. С. 109–119.

*Городницкий А.М., Шишкина Н.А.* Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // *Природа магнитных аномалий и строение океанической коры*. М.: ВНИРО, 1996. С. 243–252.

*Денисова Е.А.* Ультрасосновые милониты о. Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // *ДАН*. 1991. Т. 319, № 5. С. 1167–1172.

*Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Харин Г.С., Куренцова Н.А.* Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // *Исследования по проблеме рифтовых зон*. Т. 3. М.: Наука, 1974. С. 22–44.

*Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В., и др.* Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // *Рос. журн. наук о Земле*. 2000. Т. 1, № 1. С. 1–13.

*Добрецов Н.А., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. и др.* Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 8. С. 141–145.

*Зверев С.М., Тулина Ю.В.* Строение литосферы вдоль Анголо-Бразильского геотраверса по данным ГСЗ // *ДАН*. 1993. Т. 332, № 6. С. 775–779.

*Зинкевич В.П., Мазакия Р.* Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) // *Геотектоника*. 1990. № 6. С. 99–112.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

*Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.

*Иванов С.Н.* Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // *Геотектоника*. 1990. № 2. С. 3–14.

*Ильин А.В.* Проблема происхождения и развития поперечных разломов срединно-океанических хребтов // *Проблемы океанизации Земли*. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 1983. С. 120–138.

*Казьмин В.Г., Коган Л.И.* О природе наклонных отражающих поверхностей в коре осевой зоны Срединно-Атлантического хребта // *Океанология*. 1992. Т. 32, вып. 2. С. 303–308.

*Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации Индоокеанской литосферы // *Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность*. М.: Наука. 1987. С. 159–175.

*Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. и др.* Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // *Геотектоника*. 1986. № 2. С. 46–55.

*Кашищев Г.Л.* Глубинные породы океанов. М.: Наука, 1991. 279 с.

*Кашищев Г.Л.* Ранние стадии океаногенеза в Индо-Атлантическом сегменте Земли: Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. М., 2001. 62 с.

*Кашищев Г.Л., Альмухамедов А.Н., Матвеев В.В.* Магматические породы поднятия Афанасия Никитина // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1992. № 8. С. 41–51.

Кашинцев Г.Л., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28–37.

Кашинцев Г.Л., Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н. Генезис и эволюция Восточно-Индийского хребта // Океанология. 2000. Т. 40, № 6. С. 901–906.

Кекежинская П.К., Разницин Ю.Н., Дмитриев Д.А. Новые данные по структуре, возрасту и составу неспрединговых блоков в Центральной Атлантике // ДАН СССР. 1990. Т. 313, № 6. С. 883–887.

Кекежинская П.К., Разницин Ю.Н., Дмитриев Д.А. Состав и возраст неспрединговых блоков в зоне разлома Долдрамс // Строение зоны разлома Долдрамс (Центральная Атлантика) М.: Наука. 1991а. С. 151–182. Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459.

Кекежинская П.К., Разницин Ю.Н., Дмитриев Д.А. и др. Состав мантии в разломной зоне Марафон (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1991б. Т. 318, № 6. С. 1429–1432.

Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 327–339.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба) // М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 267)

Книппер А.Л. Офиоалциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–66.

Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.

Книппер А.Л. Методы картирования и изображения офиолитов на средне- и крупномасштабных тектонических картах // Тектонические исследования в связи со средне-крупномасштабным геокартингом. М.: Наука, 1989. С. 15–23.

Книппер А.Л., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические брекчии как показатель послонных срывов земной коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 172–179.

Книппер А.Л., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я. Проблемы классификации офиолитов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. С. 250–283.

Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С. 1–15.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Вознесенский А.И. Офиолиткластовые брекчии Малого Кавказа: строение и происхождение // Геотектоника. 2001. № 3. С. 60–68.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.

Коган Л.И. Структура дна Мирового океана // М.: Наука, 1988. 195 с.

Коган Л.И., Зоненишайн Л.П., Сорохтин О.Г. Особенности тектонического строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП-МОВ) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 104–119.

Коган Л.И., Макрис Я.Н., Перфильев А.С., Удинцев Г.Б. Рифтогенез и формирование земной коры трансформного разлома Страхова – 4° N, Центральная Атлантика (по данным ШГСП) // Океанология. 2000. Т. 40, № 2. С. 274–279.

Коган Л.И., Москаленко В.Н., Пилипенко А.И. Строение и деформации земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1996. № 2. С. 54–65.

Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в Западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. № 6. С. 23–41.

Коган Л.И., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н. Глубинное строение разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике и проблема аномальной коры трансформных разломов // ДАН. 1996. Т. 346, № 1. С. 71–74.

Коган Л.И., Пилипенко А.И. Внутренняя структура и деформации океанической коры в районе разлома Индраны на 14–15° ю.ш. (Индийский океан) // ДАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 75–78.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Комарова О.И., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверза // ДАН. 1993. Т. 333, № 5. С. 638–641.

Корсаков О.Д., Пилипенко А.И. Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 2. С. 407–411.

Кропоткин П.Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 51–68.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–25.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Геоид и деформации в тектоносфере // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 85–92.

Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Современное напряженное состояние земной коры и механизмы возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–25.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

Лавров В.М., Бараиш М.С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 5–12.

Ларин В.Н., Соловьева И.А. Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов // ДАН СССР. 1979. Т. 235, № 5. С. 938–941.

Ларионов Л.В. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига // Геотектоника. 1975. № 3. С. 105–108.

Левченко О.В. Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутриплитные деформации) // Литосфера Индийского океана. Киев: Наук. думка, 1990. С. 56–69.

Левченко О.В., Вержбицкий В.Е. Детальное структурно-тектоническое картирование внутриплитных деформаций в центре Индийского океана // Океанология. 2000. Т. 40, № 1. С. 114–124.

Левченко О.В., Вержбицкий В.Е. Разноранговые структуры сжатия и сдвиги в зоне внутриплитных деформаций Индоокеанской литосферы // Океанология. 2002. Т. 42, № 6. С. 902–913.

Левченко О.В., Евсюков Ю.Д., Милановский В.Е. Детальные исследования морфологии внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Океанология. 1999. Т. 39, № 1. С. 121–132.

Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15–23.

Левченко О.В., Милановский В.Е. Внутриплитные деформации в центре Индийского океана по данным детального тектонического картирования // ДАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 792–797.

Лешин А.Ю., Гричук Д.В., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 2000. Т. 375, № 3. С. 380–383.

Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука. 1999. С. 10–26. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

Леонид М.Г., Леонов Ю.Г. Понятие “консолидированная кора”, природа ее границ и явление вертикальной аккреции // Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы. М.: Наука. 2002. С. 388–408. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542).

Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным) // Киев.: Наук. думка, 1990. 160 с.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.

Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // ДАН СССР. 1994. Т. 335, № 1. С. 70–73.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна // М.: Научный мир. 2000. 175 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 530).

Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Разлом Богданова в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 75–83.

Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 1996. Т. 349, № 4. С. 511–515

Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1992. Т. 324, № 3. С. 643–647.

Мазарович А.О., Рихтер А.В. Структура острова Маю (Острова Зеленого Мыса) // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 2. С. 425–429.

Мазарович А.О., Симонов В.А., Пейве А.А. и др. Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 526–533.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 436–439.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 3. С. 251–269.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Положение и перспективы открытия гидротермальных полей в Срединно-Атлантическом хребте // Рос. журн. наук о Земле. 2002а. Т. 4, № 6. С. 423–431.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002б. № 3. С. 87–94.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Агапова Г.В. и др. Компьютерные технологии как инструмент получения новой информации о строении океанских разломов (на примере активной части разлома Сан-Паулу, Центральная Атлантика) // Рос. журн. наук о Земле. 2001. Т. 3, № 1 (Электронная версия на сайте Центра Геофизических данных (Б)).

Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг М.: Наука. 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).

Мащенко С.П., Погребницкий Ю.Е. Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотранверсах // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1995. С. 64–79.

Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. МОК (ЮНЕСКО) / Под ред. Г.Б. Удинцева. М.: МИНГЕО СССР – ГУГиК СССР, 1989–1990. 158 с.

Меланхолина Е.Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. 1978. № 3. С. 128–136.

Метаморфизм и тектоника / Под ред. Е.В. Складрова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 215 с.

Мирлин Е.Г., Лейбов М.Е., Углов Б.Д. Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // ДАН. 1992. Т. 324, № 5. С. 1064–1068.

Непрочнов Ю.П., Буравцев А.А. Новая тектоническая схема области внутриплитных деформаций в Индийском океане // ДАН. 1995. Т. 345, № 1. С. 91–95.

Непрочнов Ю.П., Безвербная В.В., Ельников И.Н. Неоднородность земной коры в Центральной котловине Индийского океана по данным сейсмической томографии // ДАН. 1997. Т. 357, № 4. С. 519–523.

Непрочнов Ю.П., Пуцаровский Ю.М. Неоднородности глубинного строения котловин Центральной Атлантики // ДАН. 2006. Т. 373, № 6. С. 800–804.

Одинокоев Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. № 1. С. 97–103.

Отчет 10-го рейса НИС “Академик Иоффе”. Центральная Атлантика. 2001. 74 с.

Панав В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана: М.: Научный мир, 2002. 277 с.

Пейве А.А., Бонатти Э. Перидотиты разлома Чейн (Экваториальная Атлантика) // ДАН. 1993. Т. 329, № 5. С. 625–627.

Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // ДАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 803–806.

Пейве А.А., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г. Структура и деформации пограничной зоны перехода кора–мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.

Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Динамика формирования океанической коры в области “сухого” спрединга (7°10′ – 5° с.ш.) Центральной Атлантики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3–17.

Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича // Избр. тр.: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 164–170.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука. 1971. С. 15–26.

Перфильев А.С. Историко-геологический подход к геодинамическим явлениям в океане // Геотектоника. 1995. № 4. С. 61–72.

Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19–33.

Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 183–199.

Перфильев А.С., Руженцев С.В. Геотектоническая природа офиолитовых ассоциаций Урала: Тез. докл. международного симпозиума "Офиолиты в земной коре". М.: Наука, 1973. С. 21–23.

Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.

Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н. и др. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в Экваториальной Атлантике // Геотектоника. 1987. № 6. С. 78–93.

Перцев А.Н., Савельев А.А. Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. № 3. 1994. С. 21–35.

Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры в глубоководных котловинах Индийского океана (по сейсмическим материалам) // ДАН. 1992. Т. 324, № 1. С. 152–156.

Пилипенко А.И. Тектонические деформации Бразильской котловины // ДАН. 1993. Т. 330, № 4. С. 484–487.

Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.

Пилипенко А.И. Структуры тектонического сжатия на западном фланге Срединно-Атлантического хребта (8–12° ю.ш.) // ДАН. 1995. Т. 340, № 5. С. 664–666.

Пилипенко А.И. Разломные структуры района хребта 90° (Индийский океан) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 17–28.

Пилипенко А.И. Сейсмическая структура океанической коры в Северо-Австралийской котловине // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997а. С. 149–164.

Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // ДАН. 1997б. Т. 354, № 4. С. 509–513.

Пилипенко А.И. Структура глубинных разломов в северо-восточной части Индийского океана по сейсмическим данным // Геотектоника. 1998. № 2. С. 77–92.

Пилипенко А.И. Геологическое строение и деформации океанической коры в районе южной части разлома Оуэн (Индийский океан) // Геотектоника. 1999. № 4. С. 51–63.

Пилипенко А.И., Богомяков А.П., Попов В.Д. Раннекайнозойская ось разрастания на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн // Д-АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 949–953.

Пилипенко А.И., Корсаков О.Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27–44.

Пилипенко А.И., Свистунов Ю.И. Тектонические деформации океанического фундамента Сомалийской котловины // ДАН СССР. 1990. Т. 315, № 1. С. 172–175.

Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан) // Геотектоника. 1990. № 2. С. 112–122.

Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Геотектоника. 1991. № 1. С. 109–123.

Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И. Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Сов. геология. 1990. № 12. С. 8–22.

- Подгорных Л.В., Хуторской М.Л.* Асимметрия распределения теплового потока в Южной Атлантике // Теплоное поле Земли и методы его изучения. М.: РУДН, 1997. С. 158–168.
- Приожин И.Р., Стингерс И.* Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института. М. Наука, 1980. С. 123–175.
- Пуцаровский Ю.М.* Фундаментальные геологические исследования в океанах // Основные проблемы исследования Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1989. С. 38–61.
- Пуцаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // ДАН. 1994а. Т. 335, № 5. С. 616–620.
- Пуцаровский Ю.М.* Нелинейные геодинамические эффекты в развитии земной коры Атлантического океана // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994б. 191 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994в. 85 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
- Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н. и др.* Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // ДАН СССР. 1993. Т. 329, № 1. С. 75–79.
- Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г., и др.* Массивная и прожилково-вкрапленная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // ДАН. 2002, Т. 384, № 1. С. 83–88.
- Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
- Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Системы разломов в Тихом океане // Геотектоника. 1980. № 2. С. 3–12. 1988. № 6. С. 18–31.
- Пуцаровский Ю.М., Марков М.С., Перфильев А.С.* Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 3–26.
- Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А.* Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес (Индийский океан), сравнительные аспекты // ДАН. 1996, Т. 346, № 1. С. 82–86.
- Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С. и др.* Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // ДАН СССР. 1994. Т. 334, № 1. С. 77–79.
- Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495).
- Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др.* Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
- Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др.* Геология разлома Долдрамс // ДАН СССР. 1989. Т. 302, № 1. С. 167–170.
- Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др.* Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 438–441.
- Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др.* Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород // Геотектоника 1992. № 6. С. 63–79.
- Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д.* Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97–112.
- Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.* Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах // Геотектоника. 1997. № 2. С. 63–74.
- Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 105 с.
- Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность океанической коры // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1441–1444.
- Разницын Ю.Н.* Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 66–108.
- Разницын Ю.Н.* Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника. 2001. № 3. С. 80–87.

*Разницин Ю.Н.* Чешуйчато-надвиговая структура трансверсивного хребта зоны разлома Атлантик-II (Индийский океан) // ДАН. 2002. Т. 386, № 2. С. 1–6.

*Разницин Ю.Н.* Роль тектонического расслаивания литосферы в образовании гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 1–15.

*Разницин Ю.Н., Звягинцев Л.И.* Деформации пород океанической коры // Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С. 142–148.

*Разницин Ю.Н., Звягинцев Л.И.* Деформация пород зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 33–42.

*Разницин Ю.Н., Пилипенко А.И.* Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104–128. (Тр. ГИН РАН; Вып. 505).

*Разницин Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. и др.* Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: структура, вещественный состав пород, сульфидная минерализация (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 4. С. 952–956.

*Разницин Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С.* Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого полуострова (Камчатка) // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1437–1441.

*Разницин Ю.Н., Трофимов В.В.* Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 45–56.

*Разницин Ю.Н., Трофимов В.В.* Глубинное строение разломов Долдрам и Архангельского // Строение зоны разлома Долдрам: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. С. 199–210.

*Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника Восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.

*Разницин Ю.Н., Цуканов Н.В., Шербаков С.А.* Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 1. С. 180–184.

*Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г.* Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // ДАН СССР. 1989. Т. 309, № 3. С. 678–680.

*Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 96 с.

*Рихтер А.В.* Сахалин // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 250–259.

*Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение) // М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).

*Руженцев С.В., Бялбжевский С.Г., Григорьев В.Н. и др.* Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.

*Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Система фронтальный надвиг–тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15–22.

*Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л. и др.* Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. № 3. 1998. С. 38–50.

*Савельева Г.Н.* Разлом Оуэн // Геотектоника. 1981. № 6. С. 3–14.

*Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

*Савельева Г.Н., Цветков А.А., Карпунин В.Е.* Магматические породы разлома Оуэн (Индийский океан) // ДАН СССР. 1980, Т. 250. № 12. С. 445–448.

*Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др.* Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии // М.: Наука, 1998. С. 93–117. (Тр. ГИН; Вып. 500).

*Сборщиков И.М.* Строение зоны деформаций в районе подводной горы А. Никитина (Индийский океан) // Океанология. 1998. Т. 38, № 1. С. 122–130.

*Сборщиков И.М., Шрейдер А.А., Римский-Корсаков Н.А., Ястребов В.С.* Хребет Горриндж и тектоника Азоро-Гибралтарской зоны // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 6. С. 967–973.

*Сборщиков И.М., Шебунин С.Ю.* Структура Кингс-Трога как внутриплитного образования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 113–121.

*Силантьев С.А.* Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 24–36.

*Силантьев С.А.* Условия формирования plutонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 8, № 4. С. 381–421.

*Силантьев С.А., Пейве А.А., Колесов Г.М., Кононкова Н.Н.* Геохимическая аномалия в третьем слое океанической коры: возможный состав пород дометаморфического субстрата разломной зоны 15°20', Атлантика // Геохимия. 1989. № 5. С. 702–713.

*Смирнов Я.Б., Попова А.К.* Картирование полей теплового потока Атлантического и Тихого океанов (по материалам международных атласов) // Геофизические поля Атлантического океана. М.: МГК, 1988. С. 110–114.

*Соколов Б.А.* Новые идеи в геологии нефти и газа. Избр. Тр. 2001. М.: Изд-во МГУ, 480 с.

*Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 95 с. (Тр. ГИН; Вып. 296).

*Соколов С.Д.* Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3–19.

*Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

*Соколов С.Д.* Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 42–69. (Тр. ГИН; Вып. 505).

*Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А. и др.* Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.

*Соловьева И.А.* О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 1981. № 6. С. 15–31.

*Сорохтин О.Г., Леин А.Ю., Баланюк И.Е.* Термодинамика океанических гидротермальных систем и абиогенная генерация метана // Океанология. 2001. Т. 41, № 6. С. 898–909.

Строение зоны разлома Зеленого Мыса // М.: Наука, 1989. 193 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 439).

Строение зоны разлома Долдрам: Центральная Атлантика // М.: Наука, 1991. 222 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 459).

Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. / Под ред. К. Сейферда. М.: Мир, 1991. 376 с.

*Судариков С.М., Давыдов М.П., Черкашев Г.А. и др.* Новый район гидротермальной активности в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (13° с.ш.) // ДАН. 2001. Т. 381, № 5. С. 672–676.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990, 293 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 2 / Под ред. М. Гери, Р. Мак-Афи, мл., К. Вульфа. М.: Мир, 1978. 588 с.

Трансформные разломы Индийского океана / Под ред. А.П. Лисицына. М.: Наука, 1986. 245 с.

*Трифонов В.Г., Певнев А.К.* Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 374–401.

*Трифонов В.Г., Перфильев А.С.* Проявления современного тектонического расслоения литосферы на континентах и в океанах // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 17–26.

*Тулина Ю.В., Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б.* Литосфера гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта на 12° ю.ш.: пределы однозначности данных ГСЗ о ее строении // Геофизика XXI столетия: 2001 год. М.: ОИФЗ, 2002. С. 117–123. (Сборник трудов третьих геофизических чтений им. В.В. Федынского, 22–24 февраля 2001 г.)

*Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Береснев А.Ф. и др.* Геологическое строение разлома Страхова (экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта) // Океанология. 1995. Т. 35, № 4. С. 592–606.

*Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В. и др.* Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т. 36, № 6. С. 897–909.



Цветков А.А., Карпунин В.Е., Савельева Г.Н., Суханов М.К. Магматические породы из разлома Мария Целеста (Индийский океан) // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1228–1232.

Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25–37.

Чернышева В.И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского хребта // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 4. С. 637–648.

Чернышева В.И., Безруков П.Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского подводного хребта // ДАН СССР. 1966. Т. 166, № 4. С. 961–964.

Чернышева В.И., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Геолого-петрографическое описание коренных пород // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 1. М.: Наука, 1972. С. 83–114.

Шеменда А.И. Моделирование внутриплитных деформаций в северо-восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1989. № 3. С. 37–49.

Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование дна акваторий. Ч. 2: Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального сейсмического профилирования. М.: Наука, 2001. 295 с.

Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИО АН СССР, 1989. 44 с.

Шербаков С.А. Структура и пластические деформации ультрабазитов Халиловского массива (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 43–51.

Шербаков С.А. Структура и пластические деформации пород Хабарнинского офиолитового массива (Южный Урал) // Геотектоника. № 1. 1988. С. 34–49.

Abrajano T.A., Sturchio N.C., Bohlke J.K. et al. Methane-hydrogen gas seeps, Zambales Ophiolite, Philippines: Deep or Shallow Origin? // Chem. Geol. 1988. Vol. 71. P. 211–222.

Alexander R.J., Harper G.D. Oceanic Faulting and Fault-Controlled Subseafloor Hydrothermal Alteration in the Sheeted Dike Complex of the Josefine Ophiolite // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98, N B6. P. 9731–9759.

Aurby M.P., Berggren W.A., Auzende J.M. et al. Paleontological evidence for early exposure of deep oceanic crust on the Vema Fracture Zone Southern Wall (Atlantic Ocean, 10°45') // Marine Geology. 1992. Vol. 107, N 1/2. P. 1–7.

Auzende J.-M., Cornen G., Juteau T. et al. Gorringer Bank (Atlantic ocean, SW Portugal): A section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible // Ophioliti. 1982. Vol. 2, N 3. P. 267–278.

Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E. et al. Direct observation of a section through slow-spreading crust // Nature. 1989. Vol. 337. P. 726–729.

Auzende J.-M., Cannat M., Gente P. et al. Observation of sections of oceanic crust and mantle cropping out on southern wall of Kane FZ (N. Atlantic) // Terra Nova. 1994. Vol. 6. P. 145–148.

Banda E., Ranero C.R., Danobeitia J.J., Rivero A. Seismic boundaries of the eastern Central Atlantic Mesozoic crust from multichannel seismic data // Geol. Sci. Amer. Bull. 1992. Vol. 104. P. 1340–1349.

Barret T.J., Spooner E.T.C. Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines Italy – a comparison with observation from oceanic ridges // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35. P. 79–91.

Barriga F.J.A.S., Fouquet Y., Almeida A. et al. Discovery of the Saldanha Hydrothermal field on the FAMOUS Segment of the MAR (36°30' N) // AGU Fall Meeting. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union. 1998. Vol. 76, N 45. P. F67.

Basile Ch., Masclé J. Block faulting in oceanic crust: Example of intraplate deformation in the Equatorial Atlantic // Marine Geology. 1990. Vol. 95. P. 45–50.

Belderson R.H., Jones F.J.W., Gorini M.A., Kenyon N.H. Along-range side-scan sonar (Gloria) survey of the Romanche active transform in the equatorial Atlantic // Marine Geol. 1984. Vol. 56. P. 65–78.

Bergman E.A. Intraplate earthquakes and state of stress in oceanic lithosphere // Tectonophysics. 1986. Vol. 132. P. 1–35.

Bergman E.A., Solomon S.C. Source mechanisms of earthquakes near mid-ocean ridges from body wave from inversion: implication for the early evolution of oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 11415–11441.

- Bergman E.A., Solomon S.C.* Earthquake source mechanisms from body wave inversion and intra-plate tectonics in the Northern Indian Ocean // *Phys. Earth Planet. Int.* 1985. Vol. 40. P. 1–23.
- Bergman E.A., Solomon S.C.* Transform fault earthquakes in the North Atlantic: source mechanisms and depth of faulting // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B8. P. 9027–9057.
- Bhattacharji S., Koide H.* Theoretical and experimental studies of mantle upwelling penetrative magmatism, and development of rifts in continental and oceanic crusts // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 143. P. 13–30.
- Birch F.S.* The Barracuda Fault Zone in the Western North Atlantic: geological and geophysical studies // *Deep Sea Res.* 1970. Vol. 17. P. 847–859.
- Boillot G., Beslier M.O., Girardeau J.* Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: the lesson of the West Galicia margin (Spain) // *Rifted ocean-continent boundaries.* Eds. E. Banda et al. Dordrecht: Kluwer Acad., 1995. P. 219–229.
- Bonatti E.* Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St Peter-Paul islets // *Nature.* 1990. Vol. 345, N 6278. P. 800–802.
- Bonatti E., Crane K.* Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // *Nature.* 1982. Vol. 300. P. 343–345.
- Bonatti E., Hamlyn P.R.* Mantle uplifted block in the Western Indian ocean // *Contribution,* 1978, Vol. 201. P. 249–251.
- Bonatti E., Honnorez J.* Non-spreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge // *Science.* 1971. N 174. P. 1329–1331.
- Bonatti E., Honnorez J.* Sections of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4104–4116.
- Bonatti E., Ligi M., Borsetti A.M. et al.* Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1996. Vol. 380, N 6574. P. 518–520.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera E.* Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union.* 1993. Vol. 75, N 32. P. 371–372.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al.* Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B11. P. 21779–21802.
- Bonatti E., Ravnitsin Yu., Bortoluzzi G. et al.* Geological studies of the eastern part of the Romanche transform (equatorial Atlantic): a first report // *Giornale di Geologia. Ser. 3<sup>a</sup>.* 1991. Vol. 53/2. P. 31–48.
- Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al.* Neogen crustal emersion and subsidence of the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 35. P. 369–383.
- Bonatti E., Sartori R., Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vema Fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 91, N 3/4. P. 213–232.
- Boudier F., Bouchez J.L., Nicolas A. et al.* Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 75. P. 215–222.
- Boudier F., Ceulleneer G., Nicolas A.* Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge. // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 151. P. 275–296.
- Boudier F., Nicolas A.* Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps) // *Orogenic mafic and ultramafic association.* Paris, 1980. P. 221–228.
- Boudier F., Le Sueur F., Nicolas A.* Structure of an atypical ophiolite: The Trinity complex, eastern Klamath Mountains, California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. Vol. 101. P. 820–833.
- Bougault H., Aballea M., Radford-Knoery J. et al.* FAMOUS and AMAR segments on the Mid-Atlantic Ridge: ubiquitous hydrothermal Mn, CH<sub>4</sub>, <sup>3</sup>He signals along the rift walls and rift offsets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 161. P. 1–17
- Bougault H., Charlou J.-L., Fouquet Y. et al.* Fast and Slow Spreading Ridges: Structure and Hydrothermal Activity, Ultramafic Topographic Highs, and CH<sub>4</sub> Output // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, N B6. P. 9643–9651.
- Bull J.M.* Structural style of intra-plate deformation, Central Indian Ocean Basin: evidence for the role of fracture zones // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 184, No 2. P. 213–228.
- Bull J.M., Martinod J., Davy P.* Buckling of the Oceanic Lithosphere from Geophysical Data and Experiments // *Tectonics.* 1992. Vol. 11. P. 537–548.
- Bull J.M., Scrutton R.A.* Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // *Nature.* 1990. Vol. 344. P. 855–858.
- Bull J.M., Scrutton R.A.* Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // *J. Geol. Soc. London.* 1992. Vol. 149. P. 955–966.

- Bunce E.T., Langseth M.G., Chase R.L., Ewing M.* Structure of the Western Somali Basin // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72, N 10. P. 2547–2555.
- Cannat M.* Tectonics of the Seiad massif, northern California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1985. Vol. 96. P. 15–26.
- Cannat M., Boudier F.* Structural study of intraoceanic thrusting in the Klamath Mountains, Northern California: implications on accretion geometry // *Tectonics.* 1985. Vol. 4, N 5. P. 435–452.
- Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al.* Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 279. P. 193–213.
- Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.M. et al.* Geological Cross-section of the Vema Fracture Zone tranverse ridge, Atlantic Ocean // *J. Geodynamics.* 1991. Vol. 13, N. 2/4. P. 97–118.
- Cannat M., Mevel C., Stakes D.* Stretching of the deep crust at the slow-spreading Southwest Indian Ridge // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 190. P. 73–94.
- Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al.* The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22–24° N) // *Geology.* 1995. Vol. 23, N 1. P. 49–52.
- Casey F., Cannat M., Bougault U.* MAR survey opens window to offset drilling // *JOI/USSAC Newsletter.* 1992. Vol. 5, N 3. P. 1–3, 10.
- Casey F., Pettigrew T.J., Miller D. J., Baldauf J.* Ocean Drilling Program. Leg 179 Preliminary Report. Hammer Drilling and Nero // <http://www-odp.tamu.edu/publications>. 1998.
- Cawood P.A.* Processes of ophiolite emplacement in Oman and Newfoundland // *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere. Proceedings of the Ophiolite Conference, held in Muscut. 7–18 January. 1990.* P. 502–516.
- Chamot-Rooke N., Jestin F., de Voogd B and Phedre Woking Groop* // Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // *Geology.* 1993. Vol. 21. P. 1043–1046.
- Christensen N.L.* The abundance of serpentinites in the oceanic crust // *J. Geol.* 1972. Vol. 80. P. 709–719.
- Christie D.M., West B.P., Pyle D.G., Hanan B.B.* Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian-Antarctic discordance // *Nature.* 1998. Vol. 394, N 13. P. 637–644.
- Cochran I.R.* Origin of the Northern Somali Basin Gravity and Geoid Low // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B10. P. 11993–12005.
- Cochran I.R.* Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Dfan sedimentation at the ODP Leg 116 sites // *Proc. ODP Sci. Res.* Vol. 116, 1990 (Ocean Drilling Program, College Station, TX). P. 397–414.
- Collier J.S., Danobeitia J.J.* Evidence for asymmetric accretion and low-angle, planar faults in slow-spreading oceanic crust // *Geology.* 1997. Vol. 25. P. 1075–1078.
- Coleman R.G.* Ophiolites and accretion of the North American Cordillera // *Bull. Soc. Geol. France.* 1986. Vol. 8. T. 2, N 6, P. 961–968.
- Coulton A.J., Harper G.D., O'Hanley D.S.* Oceanic versus emplacement age serpentinization in the Josephine ophiolite: Implication for the nature of the Moho at intermediate and slow spreading ridges // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100, N B11. P. 22.245–22.260.
- Dallmeyer R.D., Williams H.* <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar release spectra of hornblende from the Bay of Islands metamorphic aureole, western Newfoundland: their bearing on the timing of ophiolite obduction at the Ordovician continental margin of eastern North America // *Canad. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12. P. 1685–1690
- Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim I.I.* No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1990. Vol. 347, N 6288. P. 61–64.
- Dick H.J.B., Miller J.D., Baldauf J.* Ocean Drilling Programm. Leg 176. Preliminary Report. Return to hole 735B // <http://www-odp.tamu.edu/publications/prelim/176-PREL/176-TOC.HTML>. 1998.
- Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C. et al.* A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 179. P. 31–51.
- Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomer S. et al.* Lithostratigraphic evolution of in-situ section of oceanic layer 3 // *Proc. ODP. Sci. Res.* Vol. 118. 1991, Ocean Drilling Program, College Station, TX. P. 439–515.
- Dick H.J.B., Schouten H., Meyer P.S. et al.* Tectonic evolution of the Atlantis II Fracture Zone // *Proc. ODP. Sci. Res.* Vol. 118. 1991, Ocean Drilling Program, College Station, TX. P. 359–398.
- Dunning G.R., Krogh T.E.* Tightly clustered, precise, U/Pb (Zircon) ages of ophiolites from the Newfoundland Appalachians // *Geol. Soc. Amer: Abs. With Progr.* 1983. Vol. 15. P. 136.

- Eittrein S.L., Ewing J.* Mid-plate tectonics in the Indian ocean // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77, N 32. P. 64–13–6421.
- Emery K.O., Uchupt E.* The geology of the Atlantic ocean. N.Y.: Springer, 1984. 1050 p.
- Engel C.G., Fisher R.L.* Granitic to ultramafic complex of the Indian ocean ridge system, Western Indian ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 11. P. 1553–1578.
- Engelen J.F., Wiens D.A., Stein S.* Mechanisms and depth of Atlantic transform earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N B1. P. 548–577.
- Fabretti P., Bonatti E., Peive A. et al.* First results of cruise S19 (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transvers Ridge (equatorial Atlantic) // *Giornale di Geologia. Ser. 3<sup>a</sup>*. 1998. Vol. 60. P. 3–16.
- Fujiwara T., Lin J., Matsumoto T. et al.* Crustal evolution of the Mid-Atlantic Ridge near the Fifteen-Twenty Fracture Zone in the last 5 Ma // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4, N 3. 1024, doi: 10.1029/2002 GC000364.
- Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Schreider A.* Gorringe Ridge gravity and magnetic anomalies are compatible with thrusting at a crustal scale // *Geophys. J. Int.* 2003. Vol. 153. P. 586–594.
- Gasperini M.* Global forces on the lithosphere // *J. Geodyn.* 1993. Vol. 17, N 3. P. 121–132.
- Gasperini L., Bonatti E., Brunelli D. et al.* New data on geology of the Romanche F.Z., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report // *Giornale di Geologia. Ser. 3<sup>a</sup>*. 1997. Vol. 59/1–2. P. 3–18.
- Geller G., Weissel J.K., Anderson R.N.* Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 1018–1032.
- General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
- German C. R., Parson L.M.* Distributions of hydrothermal activity along the Mid-Atlantic Ridge: interplay of magmatic and tectonic controls // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 160. P. 327–341.
- Ghent E.D., Stout M.Z.* Metamorphism at the base of the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 2557–2571.
- Girardeau J., Nicolas A.* The structures of two ophiolite massifs, Bay of Islands, Newfoundland: a model for the oceanic crust and upper mantle // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 77, N 1/2. P. 1–34.
- Gnos E., Perrin M.* Paleomagnetic studies on lavas from Masirah Island, Oman // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 253. P. 53–64.
- Gopala Rao D., Krishna K.S., Pilipenko A.I. et al.* Tectonic and sedimentary history of the Argo Abyssal Plain, eastern Indian Ocean // *AGSO Jour. of Australia Geol. and Geophys.* 1994. Vol. 15, N 1. P. 165–176.
- Gordon R.G., DeMets C., Argus D.F.* Kinematic constraints on distributed lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean from present motion between the Australian and Indian plates // *Tectonics.* 1990. Vol. 9. P. 409–422.
- Gorini M.A.* The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil // *Serie Projecto.* 1981. N 9. 111 p.
- Gracia E., Charlou J.L., Radford-Knoery J., Parson L.M.* Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38° N – 34° N): ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 177. P. 89–103.
- Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommeveaux C., Sclater J.* Segmentation of the Southwest Indian Ridge, 15–25° E // *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union.* 1996. Vol. 77. P. F672.
- Grow A.J., Markl N.G.* IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the Mid-Atlantic Ridge // *Geology.* 1977. V. 5, N 10. P. 625–630.
- Gudmundsson A.* On the structure and formation of fracture zones // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5, N 3. P. 215–224.
- Flovenz O.G., Gunnarsson K.* Seismic crustal structure in Iceland and surrounding area // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 189. P. 1–17.
- Fouquet Y., Barriga F., Charlow J.L. et al.* (Flores scientific Team). FLORES diving cruise with the “NAUTILUS” near the Azores – First dives on the Rainbow field: hydrothermal seawater/mantle interaction // *InterRidge News.* 1998. Vol. 7, N 1. P. 24–28.
- Hacker B.R.* The role of deformation in the formation of metamorphic gradients: ridge subduction beneath the Oman ophiolite // *Tectonics.* 1991. Vol. 10, N 2. P. 455–473.
- Harper G.D.* The Josephine Ophiolite – Remains of Late Jurassic marginal basin in northwest California // *Geology.* 1980. Vol. 8. P. 333–337.

- Harper G.D.* Evidence for large-scale rotations at spreading centers from Josefine ophiolite // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82. P. 25–44.
- Harper G.D.* The Josefine ophiolite // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. Vol. 95. P. 1009–1026.
- Harper G.D., Saleeby J.B., Heizler M.* Formation and emplacement of the Josefine ophiolite and the age of the Nevadan Orogeny in the Klamath Mountains, California-Oregon: U/Pb zircon and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 4293–4321
- Harper G.D., Grady K., Coulton A.J.* Origin of the amphibolite “sole” of the Josefine ophiolite: Emplacement of a cold ophiolite over a hot arc // *Tectonics*. 1996. Vol. 15, N 2. P. 296–313.
- Harrison C.G.A.* Tectonic of Mid-Ocean ridges // *Tectonophysics*. 1974. Vol. 22. P. 301–310.
- Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al.* The Argo abyssal plain // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41. P. 21–31.
- Hekinian R., Juteau T., Gracia E. et al.* Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region // *Marine Geophys. Res.* 2000. Vol. 21. P. 529–560.
- Henstock T.J., White R.S.* Along-axis variability in crustal accretion in the Mid-Atlantic Ridge: Results from the OCEAN study // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101, No B6. P. 13,673–13,688.
- Hinz K.A.* A hypothesis in terrestrial catastrophes: Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins // *Geol. J.* 1981. Vol. 22. P. 3–28.
- Honnorez J., Mevel C., Montigny R.* Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema Fracture Zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge. // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 379–400.
- Honnorez J., Villeneuve M., Mascle J.* Old continental – derived metasedimentary rocks in the Equatorial Atlantic: an acoustic basement outcrop along the fossil trace of the Romanche Transform Fault at 6°30'W // *Marine Geology*. 1994. Vol. 117, N 1–4. P. 237–251.
- Hopper J.R., Mutter J.C., Larson R.L., Mutter C.Z.* and Northwest Australia Study Group. Magmatism and rift margin evolution: Evidence from northwest Australia // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 853–857.
- Houtz R.E., Ewing J.* Upper crustal structure as a function of plate age. // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 11. P. 2490–2498.
- Immenhauser A.* 145 Ma to present ? unbroken bathymetric record in autochthonous sediments on the Masirah Island ophiolite (Sultanate of Oman): Abstracts Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 63–64.
- Initial Reports of the DSDP. 1974a. Vol. 23, P. 211–396.
- Initial Reports of the DSDP. 1974b. Vol. 24, P. 17–34, 283–326.
- Initial Reports of the DSDP. Vol. 100. Wash. (DC): US Gov. Print. Office. 1969–1986.
- Irwin W.P.* Tectonic accretion of the Klamath Mountains // *The geotectonic development of California*. Prentice-Hall, 1981. P. 30–49.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source of mid-ocean ridge basalts // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 7429–7445.
- Jamieson R.A.* Formation of metamorphic aureoles beneath ophiolites – Evidence from the St. Anthony Complex, Newfoundland // *Geology*. 1980. Vol. 8. P. 150–154.
- Jones E.J.W.* Fracture zones in the Equatorial Atlantic and the breakup of Western Pangea // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 533–536.
- Karson J.A., Casey O.E., Elthon D.H., Titus M.* Deformed and metamorphosed rock assemblage recognized in the Bay of Islands ophiolite complex // *Ophioliti*. 1984. Vol. 9, N 3. P. 463–486.
- Karson J.A., Thompson G., Humphris S.E. et al.* Along axis variation in seafloor spreading in the MARK area // *Nature*. 1987. Vol. 328. P. 681–685.
- Kelley D.S., Karson J.A., Blackman D.K., et al.* An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N // *Nature*. 2001. Vol. 412. P. 145–149.
- Keen C.E., Voogd B.* The continent-ocean boundary at the rifted margin off Eastern Canada: new seismic reflection studies // *Tectonics*. 1988. Vol. 7, N 1. P. 107–124.
- Lagabrielle Y., Cannat M.* Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 319–322.
- Lancelot Y., Embley R.W.* Piercement structures in deep oceans // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. Vol. 61, N 11. P. 38–46.
- Laughton A.S., Whitmarsch R.B., Jones M.T.* The evolution of the Gulf of Aden // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1970. Vol. 267. P. 227–266.
- Leg 118 shipboard scientific party. Plutonic rocks in fracture zones // *Nature*. 1988. Vol. 333, N 6169. P. 115–116.

Leg 209. Preliminary Report. Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16° N // *www-ODP. Tamu. Edu.* 2003.

*Leger G.T., Louden K.E.* Seismic refraction measurements in the Central Indian basin: Evidence for crustal thickening related to intraplate deformation // *Proc. ODP Sci. Res.* 1990. Vol. 116. P. 291–309 (Ocean Drilling Program, College Station, TX)

*Lipman P.W.* The Gibson Peak pluton: A discordant composite intrusion in the southeastern Trinity Alps, northern California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1963. Vol. 74. P. 1259–1280.

*Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 246–250.

*Lizzaralde D., Holbrook W.S.* US mid-Atlantic margin structure and early thermal evolution // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. N B10. P. 22, 855–22,875.

*Loney R.A., Himmelberg G.R.* Geology of the gabbroic complex along the northern border of the Josephine peridotite, Vulcan Peak area, southwestern Oregon // *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 1977. Vol. 5. P. 761–781.

*Louden K.E., White R.S., Potts C.G., Forsyth D.W.* Structure and seismotectonics of the Vema Fracture Zone, Atlantic Ocean // *J. Geol. Soc. London.* 1986. Vol. 143, N 5. P. 795–805.

*MacLeod C.J., Dick H.J.B., Allerton S. et al.* Geological mapping of slow-spreading lower ocean crust: a deep-towed video and wireline rock drilling survey of Atlantis Bank (ODP Site 735, SW Indian Ridge) // *Inter Ridge News.* 1998. Vol. 7, N 2. P. 39–43.

*Madsen J.A., Grindlay N.R., Rommeveaux C., Sclater J.* Morphologic characteristics of ridge segment along the Southwest Indian Ridge, 15–35 degrees E // *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union.* 1996. Vol. 77. P. 66–71.

*Malpas J.* The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite // *Canad. Earth Sci.* 1979. Vol. 16. P. 2086–2101.

*Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.-M., Bideau D. et al.* In-situ study of the eastern ridge-transform intersection of the Vema Fracture Zone // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 190. P. 55–71.

Mantle heterogeneity and Azores triple junction // *JOIDES J.* 1982. Vol. 8, N 1. P. 4–10.

*Marquer D., Mercolli I., Peters Tj.* Early Cretaceous intra-oceanic rifting in Proto-Indian Ocean recorded in Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 292, N 1/2. P. 1–16.

*Marquer D., Peters Tj., Gnos E.* A new structural interpretation for the emplacement of the Masirah ophiolites (Oman): a main Paleocene intra-oceanic thrust // *Geodinamica Acta (Paris).* 1995. Vol. 8, N 1. P. 13–19.

*Matsumoto T., Kelemen P.B. and MODE'98 Leg 1 shipboard scientific party.* Precise geological and geophysical mapping on both sides of the 15°20' N Fracture Zone on the MAR – tectonic extension and its consequent exposure of ultramafic and plutonic rocks along the magma-poor ridge axis (MODE'98 Leg 1 Cruise) // *Inter Ridge News.* 1998. Vol. 7, N 2. P. 13–17.

*Matthews D.H.* The Owen Fracture Zone and the northern end of the Carlsberg Ridge // *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.* 1966. Vol. 259. P. 172–186.

*Mattinson J.M.* Early Paleozoic ophiolite complexes of Newfoundland. Isotopic ages of zircons // *Geology.* 1975. Vol. 3. P. 181–183.

*Mattinson J.M.* Ages of zircons from the Bay of Islands ophiolite complex, western Newfoundland // *Geology.* 1976. Vol. 4. P. 393–394.

*McBride J.H., White R.S., Henstock T.J., Hobbs R.W.* Complex structure along Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection. Cape Verde abyssal plain // *J. Geophys. Int.* 1994. Vol. 119. P. 453–478.

*McCarthy J., Mutter I.C., Morton J.L., et al.* Relic magma chamber structures preserved within Mesozoic North Atlantic crust? // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100. P. 1423–1436.

*McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25–32.

*McKenzie D.P., Sclater I.G.* The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous // *Geophys. J. R. Astron. Soc.,* 1971. Vol. 25. P. 437–528.

*Melson W.G., Hart S.R., Thompson G.* St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, Radiometric Ages, and Implications on Sea-Floor Spreading // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1972. N 132. P. 241–272.

*Melson W.G., Larosewich E., Bowen V.T., Thompson G.* St. Peter and St. Paul's Rocks: a high temperature, mantle-derived intrusion // *Science.* 1967. Vol. 155, N 3769. P. 1532–1535.

*Mevel C., Cannat M., Gente P., et al.* Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23° N) // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 190. P. 31–53.

- Michard A., Boudier F., Golf B.* Ophiolite Genesis and evolution of the oceanic lithosphere // Proceedings of the Ophiolite Conference, held in Muscut. 7–18 January. 1990. P. 447–467.
- Minshull T.A., White R.S., Mutter J.C. et al.* Crustal structure at the Blake Spur fracture zone from Expanding Spread profiles // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96, N B6. P. 9955–9984.
- Montigny R., Le Mer O., Thuizat R., Whitechurch H.* K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: Tectonic implications // *Tectonophysics*, 1988. Vol. 151. P. 345–362.
- Moos D., Zoback M.D.* Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95, N 6. P. 9305–9325.
- Morris E., Detrik R.S., Minshull T.A. et al.* Seismic structure of oceanic crust in the Western North Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 13879–13903.
- Moseley F.* The Upper Cretaceous ophiolite complex of Masirah Island // *Oman. Geol. J.* 1969. Vol. 6, N 2. P. 293–306.
- Moseley F., Abbotts I.L.* The ophiolite melange of Masirah. Oman // *J. Geol. Soc. London.* 1979. Vol. 136. P. 713–724.
- Muller M.R., Robinson C.J., Minshull T.A. et al.* The crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwest Indian Ridge? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 148. P. 93–107.
- Muller R.D., Roest W.R.* Fracture zones in the North Atlantic from combined Geosat and Seasat Data // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, N B3. P. 3337–3350.
- Muller R.D., Smith W.H.F.* Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 98, N B5. P. 8275–8291.
- Munsch M., Schlich R.* The Rodriguez triple junction (Indian ocean): structure and evolution for the past one million years // *Marine Geophys. Res.* 1989. Vol. 11, N 1. P. 1–14.
- Musgrove L.A., Austin J.A.* Intrabasement structure in the Southern Angola Basin // *Geology.* 1985. Vol. 11, N 3. P. 169–173.
- Mutter J.C.* Cenozoic and late Mesozoic stratigraphy and subsidence history of the Norwegian margin // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. Vol. 95. P. 1135–1149.
- Mutter J.C. and North Atlantic Transect (NAT) Study Group.* Multichannel seismic images of the oceanic crust's internal structure: Evidence for a magma chamber beneath the Mesozoic Mid-Atlantic Ridge // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 9. P. 629–632.
- Mutter J.C., Talwani M., Stoffa P.L.* Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading" // *Geology.* 1982. Vol. 10. P. 353–357.
- Mutter J.C., Detrik R.S.* Multichannel seismic evidence for anomalously thin crust at Blake Spur fracture zone // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 534–537.
- Mutter I., Karson J.* Structural processes at Slow-spreading ridges // *Science.* 1992. Vol. 257. P. 627–634.
- NAT Study Group.* North Atlantic Transect: A Wide-aperture, two ship multichannel seismic investigations of the oceanic crust // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90, N 12. P. 10321–10341.
- Neal C., Stanger G.* Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 66. P. 315–320.
- Neprochnov Yu.P., Gopala Rao D. et al.* Intraplate Deformation in the Central Indian Ocean Basin. 1998. Memoir No 39, Geological Society of India, Bangalore. 250 p.
- Neprochnov Yu.P., Levchenko O.V., Merklin L.R., Sedov V.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 156. P. 89–106.
- Nicolas A., Le Pichon X.* Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46. P. 397–406.
- Norrell G.T., Harper G.D.* Detachment faulting and amagmatic extension at mid-ocean ridges: The Josephine ophiolite as an example // *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 827–830.
- Norton I.P., Sclater J.G.* A model for the evolution of the Indian Ocean – the breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N B12. P. 6803–6830.
- Nurnberg D., Muller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 191, N 1/2. P. 27–53.
- ODP in Eastern Ocean* // *Geotimes.* 1988. Vol. 33, N 11. P. 9–11.
- Oh J., Austin J.A. et al.* Seaward-dipping reflector offshore the southeastern United States: Seismic evidence for extensive volcanism accompanying sequential formation of the Carolina trough and Blake basin // *Geology.* 1995. Vol. 23, N 1. P. 9–12.

*Pariso J.E., Johnson H.P.* Do Layer 3 Rocks Make a Significant Contribution to Marin Magnetic Anomalies? In situ Magnetization of Gabbros at Ocean Drilling Program Hole 735B // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, N B9. P. 16,033–16,052.

*Passerini P., Zan L.* Lithospheric compression flanking spreading axes: A reappraisal // *Chem. Geol.* 1989. Vol. 47. P. 365–374.

*Peacock S.M.* Serpentinization and infiltration metasomatism in Trinity peridotite, Klamath province, northern California: implications for subduction zones // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95, N 1. P. 55–70.

*Peters Tj., Gnos E., Meyer J. et al.* Geological evolution of the Masirah Island ophiolites (Sultanate of Oman) – Evidence from the magmatic sequences // *IOS. International Ophiolite Symposium, Pavia, 1995, Abstract volume.* P. 115–116.

*Peters Tj., Mercolli I.* Formation and evolution of the Masirah ophiolite (Sultanate of Oman) // *Ofioliti*, 1997. Vol. 22, N 1. P. 15–34.

*Peters Tj., Mercolli I.* Extremely thin oceanic crust in the Proto-Indian Ocean: Evidence from the Masirah Ophiolite, Sultanat of Oman // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103, N B1. P. 677–689.

*Petrov D.E., Wiens D.A.* Historical Seismicity and Implication for Diffuse Plate Convergence in the north-east Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94, N B9. P. 12301–12319.

*Peyve A., Bonatti E., Brunelli D. et al.* New data on some MAR structures: preliminary results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 22 cruise // *Inter Ridge News.* 2000. Vol. 9, N 2. P. 28.

*Poreda R.J., Marti K., Craig H.* Rare gases and hydrogen in native metals // In: *Gopalan K., et al. (Eds). From Mantle to Meteorites.* Indian Ac. Sci. 1990. P. 153–172.

*Potts C.G., White R.S., Loudon C.G.* Crustal structure of Atlantic fracture zones-II. The Vema fracture zone and transverse ridge // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. Vol. 86, N 2. P. 491–513.

*Prince R.A., Forsyth D.W.* Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema Fracture Zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B7. P. 8051–8063.

*Proc. ODP. Sci. Res.* 1991. Leg 118. Ocean Drilling Program, College Station, TX. 597 p.

*Ranero C.R., Banda E., Buhl P.* The crustal structure of the Canary Basin: Accretion processes at slow spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, N B5. P. 10,185–10,201.

*Ranero C.R., Reston T.J.* Detachment faulting at ocean core complexes // *Geology.* 1999. Vol. 27, N 11. P. 983–986.

*Rappola A., Cella F., Dorre A.S.* Moho and lithosphere boundaries in East Africa from regional gravity data // *Bollrino di geofisika. Teorica ed Applicata.* December, 1995. Vol. 37, N 148. P. 277–301.

*Reston T.J., Ruoff O., McBride J.H. et al.* Detachment and steep normal faulting in Atlantic oceanic crust west of Africa // *Geology.* 1996. Vol. 24, N 9. P. 811–814.

*Reuber I.* Complexity of the crustal sequence in the northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad blocks): The effect of early slicing? // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 151. P. 137–165.

*Robb J.M., Kane M.F.* Structure of the Vema Fracture Zone from Gravity and Magnetic Intensity Profiles. // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, N 32. P. 4441–4445.

*Robinson F.T., Van Herzen R.P. et al.* Introduction and explanatory notes // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station (Tex.).* 1991. Vol. 118. P. 3–23.

*Roest W.R., Collette B.J.* The Fifteen Twenty fracture zone and North American – South American plate boundary // *J. Geol. Soc. London.* 1986. Vol. 143. P. 833–843.

*Romana M.K., Rumprasad T., Raju K.K.A., Desa M.* Geophysical studies over a segment of the Carlsberg ridge, Indian ocean // *Marine Geology.* 1993. Vol. 115, N 1/2. P. 21–28.

*Rona P.A., Bougault H., Charlton J.L. et al.* Hydrothermal circulation, serpentinisation and degassing at rift valley-fracture zone intersection: Mid-Atlantic Ridge near 15° N, 45° W // *Geology.* 1992. Vol. 20, N 4. P. 783–786.

*Rona P.A., Widenfalk L., Bostrom K.* Serpentinized ultramafics and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic ridge crest near 15° N // *J. Geophys. Res.* B. 1987. Vol. 92, N 2. P. 1417–1427.

*Rosendahl B.R., Groschel-Becker H., Meyers J., Kaczmarick K.* Deep seismic reflection study of a passive margin, southeastern Gulf of Guinea // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 291–295.

*Rosendahl B.R., Meyers J., Groschel-Becker H., Scott D.* Nature of the transition from continental to oceanic crust and the meaning of reflection Moho // *Geology.* 1992. Vol. 20. P. 721–724.

*Saleeby J.B., Harper G.D., Snoko A.W., Sharp W.D.* Time relations and structural stratigraphy patterns in ophiolite accretion, west-central Klamath Mountains, California // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 3831–3848.



- Salisbury M.H., Keen C.E.* Listric faults imaged in oceanic crust // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 117–120.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, N B5. P. 10039–10054.
- Schlich R.* The Indian Ocean: Aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins // *The Ocean Basins and Margins*. Eds. A.E.M. Nair F.G. Stehli, New York. 1982. Vol. 6. The Indian Ocean. P. 51–147.
- Searle M.P., Malpas J.* Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic and related rocks in the Oman Mountains // *J. Geol. Soc. London*. 1982. Vol. 139. P. 235–248.
- Searle M.P., Cox J.* Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1999. Vol. 111, N 1. P. 104–122.
- Sellevoll M.A., Mokhtari M.* An intra-oceanic crustal seismic reflecting zone bellow the deeping reflectors on Lofonten margin // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 7. P. 666–668.
- Singh D.D.* Strain deformation in the northeren Indian Ocean // *Marine Geology*. 1988. Vol. 79, N 1/2. P. 105–118.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. 1997. Vol. 277, N 5334 (fth: //topex.ucsd.edu/pub/, http: //edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/)
- Smoot N.Ch.* North Atlantic fracture zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 1119–1122.
- Snoke A.W.* A thrust plate of ophiolitic rocks in the Preston Peak area, Klamath Mountains, California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. Vol. 88. P. 1641–1659.
- Snoke A.W., Bowman H.R., Hebert A.J.* The Preston Peak ophiolite, Klamath Mountains, California, an immature island arc: petrochemical evidence // *Shot Contributions to California Geology*. Special report 129. 1977. P. 67–79.
- Snow J.E.* Of Hess crust and layer cake // *Nature*, 1995. Vol. 374, N 6521. P. 413–414.
- Solomon S.C.* New images for old faults // *Nature*. 1990. Vol. 344. P. 316–317.
- Srow D.A.V., Cochran J.R.* The Bengal Fan: Some Preliminary Results from ODP Drilling // *Geo-Marine Lett.* 1989. N 9. P. 1–10.
- Stakes D., Mevel C., Cannat M., Chaput T.* Metamorphic stratigraphy of Hole 735B // *Proc. ODP Sci. Res. College Station (Tex)* 1991. Vol. 118. P. 153–180.
- Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R.* Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 16, N 8. P. 823–876.
- Stein C.A., Okal E.A.* Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area: evidence for internal deformation of the Indian Plate // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83, No 8. P. 2233–2246.
- Stein C.A., Weissel J.K.* Constraints on Central Indian Ocean Basin thermal structure from heat flow, seismicity and bathymetry // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 176. P. 315–322.
- Sykes L.R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. P. 2131–2153.
- Swift S.A., Hoskins H., Stephen R.* Seismic stratigraphy in a transverse ridge, Atlantis-II Fracture Zone // *Proc. ODP Sci. Res. College Station (Tex.)* 1991. Vol. 118. P. 181–218.
- Talwani M., Udintsev G.* Tectonic synthesis // *Initial reports of the DSDP*. 1976. Vol. 38. Wash., DC, U.S. Government Printing Office. P. 1213–1242.
- Talwani M., Abreu V.* Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast margin and conjugate South Atlantic margins // *Atlantic rifts and continental margins* // *AGU Gephys. Monogr.* 115. Wash. 2000. P. 211–234.
- The Gorrige Bank: First results of submersible expedition Cyador II // *Terra Cognita*. 1982. Vol. 2, N 2. P. 123–130.
- Tilley C.E.* The dunite-milonites of St. Paul's rocks (Atlantic) // *Amer. L. Sci.* 1947. Vol. 245, N 8. P. 483–491.
- Tivey M., Takeuchi A. and WMARK Scientific Party.* A submersible study of the western intersection of the Mid-Atlantic ridge and Kane fracture zone (WMARK) // *Marine Geophys. Res.* 1998. Vol. 20. P. 195–218.
- Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C.* Megamullion and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103, N B5. P. 9857–9866.
- Vanko D.A., Stakes D.S.* Fluids in oceanic layer 3: evidence from veined rocks, Hole 735B, Southwest Indian Ridge // *Proc. ODP Sci. Res. College Station (Tex.)* 1991. 1991. Vol. 118. P. 181–218.

*Viereck L.G., Hertogen J., Parson L.M. et al.* Chemical stratigraphy and petrology of the Voring Plateau: Tholeiitic lavas and interlayered volcanoclastic sediments at ODP Hole 642E // *Proc. ODP Sci. Res.* Vol. 104: College Station (Tex.) 1989. Vol. 104. P. 367–396.

*Weis D., Frey F.A., Saunders A., Gibson I.* Ninetyeast Ridge (Indian Ocean): A 5000 km record of Dupal mantle plum // *Geology*. 1991. Vol. 19, N 2. P. 99–102.

*Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A.* Deformation of the Indo-Australian Plate // *Nature*. 1980. Vol. 287. P. 284–291.

*Weissel J.K., Haxby W.F.* A tectonic tour of the Indian Ocean via the SEASAT satellite // *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*. 1984. Vol. 65. P. 185.

*Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.

*White R.S., Detric R.S., Mutter J. C. et al.* New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology*. 1990. Vol. 18, N 5. P. 462–465.

*White R.S., Detric R.S., Sinha M.C., Cormier M.N.* Anomalous seismic structure of oceanic fracture zones // *Geophys. J. R. Soc.* 1984. Vol. 79. P. 779–798.

*White R.S., McBride J.H., Henstoc T.L., Hobbs R.W.* Internal structure of a spreading segment of Mesozoic oceanic crust // *Geology*. 1994. Vol. 22, N 7. P. 597–600.

*Whitmarsch R.B.* Some aspects of plate tectonics in the Arabian sea // *Initial Reports of the DSDP*. 1974. Vol. 23, P. 527–535.

*Wiens D.A., Stein S.* Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. N. B13. P. 11442–11464.

*Wilcock W.S.D., Purdy G.M., Solomon S.C.* Microearthquake evidence for extension across the Kane transform fault // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95, N B10. P. 15439–15462.

*Williams H., Malpas J.* Sheeted Dikes and Brecciated Rocks within Transported Igneous complexes, Bay of Islands, Western Newfoundland // *Can. J. Earth Sci.* 1972. Vol. 9. P. 1216–1229.

*Williams H., Smith W.R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implications with West Newfoundland examples // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273. P. 594–621.

*Wolfe C.J., Bergman E.A., Solomon S.C.* Oceanic transform earthquakes with unusual mechanisms or locations: relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, N B9. P. 16187–16211.

*Zuber M.T.* Compression of Oceanic Lithosphere: An Analysis of Intraplate Deformation in the Central Indian Basin // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, N B6. P. 4817–4825.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора (Ю.М. Пущаровский) .....	5
Введение .....	7
<b>Глава I. Тектоническая расслоенность литосферы Атлантического океана</b> .....	<b>12</b>
Центральная Атлантика .....	12
Разлом Зеленого Мыса .....	13
<i>Распределение различных типов пород в вертикальном разрезе трансверсивных хребтов</i> .....	15
<i>Зона сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины</i> .....	17
<i>Глубинное строение зоны сочленения рифт–разлом по данным ШГСП</i> .....	20
<i>Зона сочленения разлома с северным сегментом рифтовой долины</i> .....	23
<i>Глубинное строение разлома на восточном фланге САХ по данным МОВ ОГТ</i> ...	25
<i>Глубинное строение разлома на западном фланге САХ по данным МОВ ОГТ</i> .....	29
<i>Западный фланг разлома</i> .....	31
Разлом Кейн .....	32
<i>Внутреннее угловое поднятие</i> .....	32
<i>Южный сегмент рифтовой долины и смежные участки САХ</i> .....	34
<i>Западный фланг разлома</i> .....	36
Разломы Марафон и Меркурий .....	36
Разлом Вима .....	38
Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского .....	47
Разлом Богданова .....	50
Разлом Сьерра-Леоне .....	51
Разлом Страхова .....	53
Зона разломов Сан-Паулу .....	53
Разлом Романш .....	57
Разлом Чейн .....	69
Фланги САХ .....	70
Глубоководные котловины .....	70
<i>Северо-Американская котловина</i> .....	70
<i>Канарская котловина</i> .....	73
<i>Котловина Сьерра-Леоне</i> .....	81
Океанические поднятия .....	84
<i>Хребет Горриндж</i> .....	84
<i>Поднятие островов Зеленого Мыса</i> .....	86
<i>Поднятие Сьерра-Леоне</i> .....	87
Периферические районы Северной и Центральной Атлантики и пассивные окраины .....	87
<i>Лофотенская окраина</i> .....	87
<i>Иберийская окраина</i> .....	90
<i>Северо-Американская окраина</i> .....	92
Особенности тектонического расслаивания литосферы Центральной Атлантики ....	96
Южная Атлантика .....	109
Глубоководные котловины .....	109
<i>Ангольская котловина</i> .....	109

<i>Бразильская котловина</i> .....	112
Срединно-Атлантический хребет .....	119
Западный фланг САХ .....	120
Зоны перехода океан–континент .....	121
Особенности тектонического расслаивания литосферы Южной Атлантики .....	121
Тектоническая расслоенность литосферы Атлантики: возможные причины и некоторые следствия .....	126
<b>Глава 2. Роль тектонической расслоенности литосферы Атлантики в образовании связанных с ультрамафитами гидротермальных полей и метановых факелов</b> .....	131
<i>Сегмент САХ между разломами Вима и Атлантис (11°–30° с.ш.)</i> .....	133
<i>Сегмент САХ между разломами Пико и Хейс (33°–38° с.ш.)</i> .....	141
<i>Сегмент САХ между разломом Богданова (7°10' с.ш.) и 5° с.ш.</i> .....	142
<b>Глава 3. Тектоническая расслоенность литосферы Индийского океана</b> .....	148
Зона молодых и современных внутриплитных деформаций на северо-востоке Индийского океана .....	150
<i>Центральная котловина</i> .....	152
<i>Плато Осборн</i> .....	158
<i>Поднятие Афанасия Никитина</i> .....	159
<i>Восточно-Индийский хребет</i> .....	162
<i>Западно-Австралийская котловина</i> .....	165
<i>Границы области распространения внутриплитных деформаций и проблема их происхождения</i> .....	168
Глубоководные котловины вне зоны внутриплитных деформаций .....	172
<i>Абиссальная равнина Гаскойн</i> .....	172
<i>Впадина Кювье</i> .....	176
<i>Северо-Австралийская котловина</i> .....	177
<i>Сомалийская котловина</i> .....	180
Аравийско-Индийский хребет .....	181
<i>Разлом Оуэн</i> .....	182
<i>Разлом Академика Вернадского</i> .....	185
<i>Разлом Витязь</i> .....	185
<i>Разлом Вима</i> .....	186
<i>Разлом Арго</i> .....	186
<i>Разлом Мария Целеста</i> .....	187
Юго-Западный Индийский хребет .....	188
<i>Разлом Атлантис II</i> .....	188
Австрало-Антарктический хребет .....	195
<i>Австрало-Антарктическая разломная зона</i> .....	195
Особенности тектонического расслаивания литосферы Индийского океана .....	195
<b>Глава 4. Тектоническая расслоенность палеоокеанической литосферы</b> .....	198
Комплексы – показатели ранней тектонической расслоенности .....	198
Офиолитовые аллохтоны с метаморфической подошвой в основании .....	198
<i>Периарабская офиолитовая дуга</i> .....	198
<i>Офиолиты Ньюфаундленда</i> .....	206
<i>Офиолиты гор Кламат</i> .....	209
<i>Офиолиты Южного и Полярного Урала</i> .....	219
Тектонические брекчии внутри офиолитовых разрезов .....	220
Серпентинитовые мономиктовые меланжи .....	224
Выявление внутриокеанических надвигов на примерах различных офиолитовых комплексов .....	226
<i>Офиолиты острова Масира</i> .....	227
<i>Офиолиты Малого Кавказа</i> .....	231
<i>Офиолиты Корякского нагорья</i> .....	232

<i>Офиолиты Сахалина</i> .....	233
Особенности тектонического расщепления литосферы палеоокеанических бассейнов .....	234
<b>Заключение</b> .....	239
<b>Основные выводы</b> .....	245
<b>Литература</b> .....	246

# CONTENTS

Editor's preface ( <i>Yu. M. Pushcharovsky</i> ) .....	5
Introduction .....	7
<b>Chapter 1. Tectonic delamination of the Atlantic lithosphere</b> .....	<b>12</b>
Central Atlantic .....	12
Cabo Verde Fracture Zone .....	13
<i>Distribution of different rock types in vertical section of transvers ridges</i> .....	15
<i>The eastern ridge-transform intersection</i> .....	17
<i>Deep structure of the eastern ridge-transform intersection by WADP data</i> .....	20
<i>The western ridge-transform intersection</i> .....	23
<i>Deep structure of the of the Fracture Zone on the eastern MAR flank by multichannel seismic data</i> .....	25
<i>Deep structure of the Fracture Zone on the western MAR flank by multichannel seismic data</i> .....	29
<i>The western flank of the Fracture Zone</i> .....	31
Kane Fracture Zone .....	32
<i>Inside corner high</i> .....	32
<i>The south segment of the rift valley and adjacent MAR parts</i> .....	34
<i>The western flank of the Kane Fracture Zone</i> .....	36
Marathon and Mercury Fracture Zones .....	36
Vema Fracture Zone .....	38
Arkhagelsky, Doldrums and Vernadsky Fracture Zones .....	47
Bogdanov Fracture Zone .....	50
Sierra-Leone Fracture Zone .....	51
Strakhov Fracture Zone .....	53
St. Paul Fracture Zone .....	53
Romanche Fracture Zone .....	57
Chein Fracture Zone .....	69
Mar Flanks .....	70
Deep basins .....	70
<i>North-American basin</i> .....	70
<i>Canarian basin</i> .....	73
<i>Sierra-Leone basin</i> .....	81
Oceanic rises .....	84
<i>Gorrindge ridge</i> .....	84
<i>Cabo Verde rise</i> .....	86
<i>Sierra-Leone rise</i> .....	87
Peripheritic regions of North and Central Atlantic and passive margins .....	87
<i>Lofoten margin</i> .....	87
<i>Iberia margin</i> .....	90
<i>North-American margin</i> .....	92
Peculiarities of lithosphere tectonic delamination of Central Atlantic .....	96
South Atlantic .....	109
Deep basins .....	109
<i>Angola basin</i> .....	109
<i>Brazil basin</i> .....	112

Middle-Atlantic ridge .....	119
West flank of MAR .....	120
Ocean-continent transitional zones .....	121
Peculiarities of lithosphere tectonic delamination of South Atlantic .....	121
Tectonic delamination of Atlantic lithosphere: possible reasons and some consequences .....	126
<b>Chapter 2. The role of tectonic delamination of Atlantic lithosphere in the presence hydrothermal fields and methan plums coupled with ultramafics .....</b>	<b>131</b>
<i>Segment MAR between Vema and Atlantis Fracture Zones (11°–30° N) .....</i>	<i>133</i>
<i>Segment MAR between Pico and Heyes Fracture Zones (33°–38° N) .....</i>	<i>141</i>
<i>Segment MAR between Bogdanov Fracture Zone (7°10' N) u 5° N .....</i>	<i>142</i>
<b>Chapter 3. Tectonic delamination of the Indian oceanic lithosphere .....</b>	<b>148</b>
Young and contemporary intraplate deformations in the north-east part of Indian ocean .....	150
<i>Central basin .....</i>	<i>152</i>
<i>Plato Osborn .....</i>	<i>158</i>
<i>Afanasy Nikitin Rise .....</i>	<i>159</i>
<i>Ninetyeast Ridge .....</i>	<i>162</i>
<i>West-Australian basin .....</i>	<i>165</i>
<i>Boundaries of the region of the intraplate deformations and problems of there genezis .....</i>	<i>168</i>
Deep basins outside of intraplate deformations zone .....	172
<i>Gascoyn abissal plane .....</i>	<i>172</i>
<i>Cuvier basin .....</i>	<i>176</i>
<i>North-Australian basin .....</i>	<i>177</i>
<i>Somali basin .....</i>	<i>180</i>
Arabian-Indian ridge .....	181
<i>Owen Fracture Zone .....</i>	<i>182</i>
<i>Akademik Vernadsky Fracture Zone .....</i>	<i>185</i>
<i>Vityaz Fracture Zone .....</i>	<i>185</i>
<i>Vema Fracture Zone .....</i>	<i>186</i>
<i>Argo Fracture Zone .....</i>	<i>186</i>
<i>Maria Celesta Fracture Zone .....</i>	<i>187</i>
South-Indian ridge .....	188
<i>Atlantis II Fracture Zone .....</i>	<i>188</i>
Australian-Antarctic ridge .....	195
<i>Australian-Antarctic Fracture Zone .....</i>	<i>195</i>
Peculiarities of lithosphere tectonic delamination of the Indian ocean .....	195
<b>Chapter 4. Tectonic delamination of the paleoceanic lithosphere .....</b>	<b>198</b>
Index-complex of the early tectonic delamination .....	198
Of ophiolite allochthonous with metamorphic sole .....	198
<i>Periarabian ophiolite arc .....</i>	<i>198</i>
<i>Ophiolites of Newfoundland .....</i>	<i>206</i>
<i>Ophiolites of Clamath Mauntains .....</i>	<i>209</i>
<i>Ophiolites of South and Polar Urals .....</i>	<i>219</i>
Tectonic breccia inside ophiolitic sections .....	220
Serpentinites monomictic melanges .....	224
Revealing of the intraoceanic thrusts on the exampls of different ophiolites .....	226
<i>Ophiolites of Masirah Island .....</i>	<i>227</i>
<i>Ophiolites of the Minor Caucasus .....</i>	<i>231</i>
<i>Ophiolites of Koryak Upland .....</i>	<i>232</i>
<i>Ophiolites of Sakhalin .....</i>	<i>233</i>
Peculiarities of lithosphere tectonic delamination of the paleoceanic basin .....	234

**Conclusion** ..... 239

**Summary** ..... 245

**References** ..... 246



Научное издание

**Разницин Юрий Николаевич**

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
РАССЛОЕННОСТЬ  
ЛИТОСФЕРЫ  
МОЛОДЫХ ОКЕАНОВ  
И ПАЛЕОБАССЕЙНОВ**

*Утверждено к печати  
Редколлегией  
Геологического института  
Российской академии наук*

*Зав. редакцией Н.А. Стеганова*

*Редактор И.М. Ерофеева*

*Художник Ю.И. Духовская*

*Художественный редактор В.Ю. Яковлев*

*Технический редактор М.К. Зарайская*

*Корректоры З.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая, Т.А. Печко*

Подписано к печати 08.09.2004. Формат 70 × 100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 22,1. Усл.кр.-отг. 22,8. Уч.-изд.л. 23,5

Тираж 310 экз. Тип. зак. 3592

Издательство "Наука"

117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: [secret@naukaran.ru](mailto:secret@naukaran.ru)

Internet: [www.naukaran.ru](http://www.naukaran.ru)

Отпечатано с готовых диапозитивов  
в ГУП "Типография "Наука"  
199034, Санкт-Петербург, 9-я линия, 12

# ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



**Юрий Николаевич  
Разницин** – доктор  
геолого-минерало-

гических наук, ведущий науч-  
ный сотрудник Лаборатории  
тектоники океанов и приокеани-  
ческих зон Геологического инсти-  
тута Российской академии наук,  
автор более 90 научных работ  
в области тектоники океанов  
и офиолитовых комплексов Саха-  
лина, Камчатки и других районов  
на западной периферии Тихого  
океана.

ISBN 5-02-033274-7



9 785020 332744

**НАУКА**