

Е. М. РУДИЧ

**движущиеся  
материки  
и эволюция  
океанического  
ложа**



Рудич Е. М. Движущиеся материи и эволюция океанического ложа, М., Недра, 1983. 272 с.

На основании анализа данных глубоководного бурения в Атлантическом и Индийском океанах и средиземных морях выявлены общие закономерности пространственного размещения мелко- и глубоководных осадков различного возраста. Установлена тенденция к постепенному уменьшению относительной роли мелководных отложений в течение последних 160 млн. лет. Намечена возможная последовательность формирования океанических впадин и связь этого процесса с крупноплазменными опусканиями земной коры.

Для геологов, океанологов, геофизиков и географов.

Табл. 24, ил. 16, список лит. — 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-мин. наук В. Д. Дибнер (ВНИИОкеангеология)

Около 15 лет назад в предисловии к своей сводке, посвященной строению земной коры и верхней мантии океанов, В. В. Белоусов писал, что «...океаническая геология и геофизика получили бурное развитие за последние подтора десятка лет. За короткий отрезок времени в этой новой отрасли наук о Земле достигнуты поразительные успехи. Для нас по-новому или, вернее сказать, заново открылся мир океанического дна, необычайный и во многом парадоксальный» [1, с. 5.] Такое заключение в еще большей степени может быть отнесено к тем достижениям в области изучения геологии океана, какими ознаменовалось последнее десятилетие.

Как ни значительны были сведения о геологии океанического ложа к середине 60-х годов, когда были написаны процитированные строки, они не идут в сравнение с теми данными, которые появились у геологов с развитием глубоководного бурения.

Наши знания о геологии дна океана 15 лет назад ограничивались сведениями, полученными при его драгировании и зондировании грунтовыми трубами. В основном с помощью этих методов получали материал, позволявший судить о строении тонкой приповерхностной части верхнего осадочного горизонта, океанической коры, как правило не выходящей за пределы четвертичной системы. Более древние отложения океана оставались неизвестными, как и геологическая обстановка, существовавшая в дочетвертичное время. Некоторую информацию давали геофизические данные о строении земной коры и структуре геофизических полей океанов. Однако эти материалы при всей их значимости все же не могли восполнить недостаток знания геологического строения океанического ложа, и скудность геологических данных в известной степени обесценивала геофизические.

Начальный этап развития океанической геологии продолжался до разработки проекта глубоководного бурения. Первый рейс исследовательского судна «Гломар Челленджер», вышедшего с буровой установкой на борту в августе 1968 г. из техасского порта Оранж, положил начало новому этапу, характеризующемуся проведением систематических буровых работ в пределах акватории океана.

С августа 1968 по апрель 1980 г. «Гломар Челленджер» выполнил 72 рейса, которые пролегли через Атлантический, Индийский и Тихий океаны, средиземные и ряд окраинных морей.

При подготовке настоящей работы автор использовал «Предварительные отчеты» по 35 рейсам «Гломар Челленджера» (тома 1—4, 10—15, 22—28, 36—53), «Предварительные описания» по рейсам 45—66 и краткие сведения по рейсам 68, 71, опубликованные в ряде журналов.

Эти отчеты и описания содержат богатейший фактический материал, характеризующий вещественный состав и стратиграфию осадочного горизонта океанической коры.

Эти описания, хотя и занимают значительный объем, не являются самоцелью, а представляют ту фактическую основу, которая помогает объективно оценить существующие представления о тектонике Мирового океана. Основное внимание обращается на определение специфических текстур и структур и особенностей минерального состава океанических осадков, позволяющих выявить их фашиальную принадлежность и обстановку, в которой они формировались. С этой же целью приводятся сведения о фаунистических и флористических сообществах, обнаруженных в отложениях, вскрытых при глубоководном бурении.

Взятые вместе эти данные представляют возможность характеризовать обстановки накопления океанических осадков, а также проследить изменение условий океанической седиментации за последние 160 млн. лет.

Работа была просмотрена в рукописи В. В. Белоусовым, В. Д. Дибнером, Е. Е. Милановским и Г. Б. Удинцевым.

Неоднократное обсуждение ряда проблем, затрагиваемых в настоящей монографии, с В. В. Белоусовым, В. Ф. Белым, А. Ф. Бересневым, Г. Б. Удинцевым и М. Н. Шапиро помогло уяснить ряд вопросов и способствовало разработке более развернутой и объективной аргументации отстаиваемых положений.

Графика к настоящей работе была оформлена Т. М. Кузнецовой и Н. А. Смирновой.

Всем этим лицам, так или иначе содействовавшим осуществлению предлагаемой работы, автор приносит свою искреннюю благодарность.

## Глава I

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ СКВАЖИН В АКВАТОРИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

С августа 1968 по апрель 1980 г. было отработано 518 точек глубоководного бурения. В восьми точках бурение скважин было прекращено сразу после забуривания. К ним относятся точки 109, 110, 351 и 414 в Атлантическом океане (рейсы 11, 38 и 49), точка 145 в Карибском море (рейс 15), 312, 426 и 437 в Тихом океане (рейсы 32, 54 и 56).

Автор приводит данные по 510 точкам, поскольку указанные 8 не дают информацию. Количество разрезов превышает на два общее число точек благодаря тому, что для точек 378 (рейс 42А) и 462 (рейс 61) учтены разрезы не только по основным, но и по дублирующим скв. 378А и 462А. Данные о распределении точек глубоководного бурения приведены в табл. 1.

Таблица I

Распределение точек глубоководного бурения по океанам и средиземным морям

Океаны и моря	Океаны без окраинных морей			Океаны с окраинными морями		
	Площадь*, млн. км <sup>2</sup>	Число точек		Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Число точек	
		на площади	в расчете на 1 млн. км <sup>2</sup>		на площади	в расчете на 1 млн. км <sup>2</sup>
Атлантический	82,4	127	1,54	99,0	143	1,44
Индийский	73,4	49	0,67	74,5	56	0,75
Тихий	165,0	194	1,17	179,7	252	1,42
Афро-Евразийское средиземноморье	3,4	32	9,10	—	—	—
Американское средиземноморье	4,3	29	6,74	—	—	—
Три океана (без средиземных морей)	321,8	370	1,18	353,2	451	1,28

\* Площади в этой и следующих таблицах приводятся по данным *Океанографической энциклопедии* [9].

Судя по данным этой таблицы, обеспеченность скважинами океанов (без окраинных морей) близка для Атлантического и Тихого океанов, в 2 и более раза ниже для Индийского по сравнению с Атлантическим и почти в 2 раза — с Тихим (см. табл. 1, графа 5).

Если подсчитать обеспеченность скважинами акваторий океанов с их окраинными морями, то указанные соотношения выра-

вниваются для Атлантического и Тихого океанов и остаются примерно на том же уровне для Индийского (см. табл. 1, графа 7).

Средиземное море резко отличается от океанов числом точек глубоководного бурения, приходящихся на 1 млн. км<sup>2</sup> площади. В Афро-Евразийском средиземноморье этот показатель вшестеро выше, чем в Атлантическом и Тихом океанах. Он превосходит соответствующую величину для Индийского океана в 15 раз.

Все эти соотношения показывают, что данные глубоководного бурения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах имеют близкую представительность, тогда как средиземные моря обеспечены этими данными в гораздо большей степени.

Различие океанов по степени обеспеченности глубоководными скважинами будет меньше, если учесть, что акватории Индийского и Тихого океанов пока что охвачены бурением очень неравномерно. На обширных площадях в южных частях этих бассейнов, до 1980 г. (72-й рейс «Гломар Челленджера»), буровые работы почти не проводились. Исключив площади неисследованных частей Индийского и Тихого океанов (около 20 и 40 млн. км<sup>2</sup>), соответственно получим результаты, приведенные в табл. 2.

Таблица 2

Распределение точек глубоководного бурения по океанам за вычетом площадей, где буровые работы не проводились

Океаны	Океаны без окраинных морей		Океаны с окраинными морями			
	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Число точек		Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Число точек	
		на площади	в расчете на 1 млн. км <sup>2</sup>		на площади	в расчете на 1 млн. км <sup>2</sup>
Атлантический	82,4	127	1,54	99,0	143	1,44
Индийский	53,4	49	0,95	54,5	56	1,03
Тихий	125,0	194	1,55	139,7	252	1,81
Три океана	260,8	370	1,40	292,1	451	1,54

В этом случае различия данных в табл. 1 заметно сглаживаются, что отчетливо видно при соотношении числа точек с площадями океанов без окраинных морей и несколько менее заметно при сопоставлении числа точек на площадях океанов, включающих окраинные моря. В первом случае Тихий и Атлантический океаны оказываются в равной степени обеспечены точками глубоководного бурения, а различие между этими океанами и Индийским сокращается с двукратного до полуторного. Во втором случае разница в числе точек, приходящихся на 1 млн. км<sup>2</sup> площади акватории, еще более сглаживается для Атлантического и Индийского океанов, но в то же время увеличивается для Тихого. В этом варианте подсчета Тихий океан оказывается обеспеченнее точками глубоководного бурения (соответственно в 1,25 и 1,8 раза по сравнению с Атлантическим и Индийским).

В первых двух таблицах число точек, приходящихся на 1 млн. км<sup>2</sup> поверхности океана, было получено при соотношении общего их числа (на апрель 1980 года) к числу на площадях либо океанических акваторий в целом, либо за вычетом площадей окраинных морей, либо, наконец, с исключением акваторий, в пределах которых скважины отсутствуют. При этих подсчетах информативность разрезов не учитывалась. Она условно принималась равнозначной.

В первом приближении такой подход был оправдан, однако можно и следовало усложнить задачу, поскольку скважины, пробуренные в океанах, различаются стратиграфическим диапазоном вскрытых отложений, а следовательно, и объемом геологического материала.

Если исключить из расчетов скважины, бурение в которых было остановлено в четвертичных или четвертичных — плиоценовых отложениях (скважины относительно малоинформативны), и провести подсчеты распределения точек бурения, в которых забой скважин достигли доплиоценовых отложений, можно сопоставить материалы глубоководного бурения в пределах отдельно взятых океанов. Результаты таких подсчетов представлены в табл. 3.

Таблица 3

Распределение по океанам точек, вскрывающих доплиоценовые отложения

Океаны	Площадь					
	всей акватории (без средиземных морей)			без акваторий, не затронутых глубоководным бурением		
	площадь, млн. км <sup>2</sup>	число точек		площадь, млн. км <sup>2</sup>	число точек	
на площади		на 1 млн. км <sup>2</sup>	на площади		на 1 млн. км <sup>2</sup>	
Атлантический	99,0	123	1,24	99,0	123	1,24
Индийский	74,5	51	0,62	53,4	51	0,99
Тихий	179,7	187	1,05	139,7	187	1,34

Из данных табл. 3 следует, что сопоставление числа разрезов с доплиоценовыми осадками с числом их на всей (кроме средиземных морей) площади океанов дает среднестатистические величины числа точек на 1 млн. км<sup>2</sup> его поверхности, отличающиеся от приведенных в табл. 1 по абсолютным значениям, но тождественные по соотношениям. Выделяется Атлантический океан, наиболее обеспеченный точками глубоководного бурения. Ему несколько уступает Тихий океан (в 1,15—1,20 раз) и почти в 2 раза — Индийский. Эти соотношения идентичны полученным при подсчетах и сопоставлении с ранними табл. 1.

Иной результат дает соотношение числа разрезов доплиоценовых отложений с числом их на площадях океанов, охваченных бурением (см. табл. 3). В этом случае получаются вели-

ны числа точек на 1 млн. км<sup>2</sup> площади, практически равные для Атлантического и Тихого океанов. В отличие от предшествующих расчетов эти величины выше соответствующего показателя для Индийского океана не в 1,5—2, а всего в 1,2—1,3 раза. Такие соотношения позволяют считать, что данные глубоководного бурения по Атлантическому океану в целом и Индийскому и Тихому океанам в той части их акваторий, в пределах которых расположены скважины, представительны в равной степени.

Наконец, интересующий нас вопрос о степени сопоставимости данных бурения в границах отдельных океанов может быть решен путем сравнения распределения точек по группам наиболее древних отложений.

Эти данные сведены в табл. 4. Из них следует, что площади, лежащие в разных океанах, примерно в равной мере обеспечены скважинами, в призабойной части которых вскрыты разновозрастные отложения, объединенные в стратиграфические подразделения ранга системы, отдела или нескольких отделов.

Таблица 4

Распределение точек глубоководного бурения по возрасту призабойных отложений

Океаны и моря	Общее число	Точки									
		Распределение по возрасту древних отложений									
		Q	N <sub>1</sub>	N <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	J <sub>1</sub>	J <sub>2</sub>
Атлантический*	143	13	8	26	7	26	8	22	24	9	
		9,1	5,6	18,1	5,0	18,1	5,6	15,3	16,8	6,4	
Индийский	56	2	3	11	6	18	2	9	4	1	
		3,5	5,3	19,9	10,7	32,1	3,5	16,1	7,1	1,8	
Тихий*	252	37	29	61	36	42	3	16	25	3	
		14,5	11,6	24,5	14,6	16,8	1,2	5,6	10,0	1,2	
Суммарно по трем океанам	451	52	40	98	49	86	13	47	53	13	
		11,5	8,9	21,6	10,8	19,0	3,1	11,6	10,6	3,1	
Афро-Евразийское средиземное море**	32	7	1	21					3		
Американское средиземное море	29	4	3	8	1	2	2	6	3		
Суммарно по средиземным морям	61	14,0	10,4	27,5	3,4	6,8	6,8	20,7	10,4		
		11	4	29	1	2	2	6	5		
		18,2	7,0	48,1	1,7	3,4	3,4	10,1	8,1		

\* В одной точке достигнут палеозойский (или докембрийский) фундамент.

\*\* В трех точках вскрыты палеозойские метаморфические образования.

В числителе — число точек в каждой возрастной группе, в знаменателе — доля точек данной группы в % от общего числа

Так, например, во всех океанах приблизительно одинаково относительное значение скважин с отложениями миоценового возраста в призабойной части (вычисленное в процентах от общего числа скважин для разных океанов).

Все три океана близки по показателю, относящемуся к домиоценовым осадкам в призабойной части. В Атлантике такие скважины составляют 67,2%, а в Индийском океане их 71,2% от общего числа. Относительное значение разрезов, вскрывающих домиоценовые накопления, значение сокращается в Тихом океане, но и здесь оно равно 49,4%. Скважины, достигающие наиболее древних отложений мезозойской группы в Атлантике, Индийском и Тихом океанах, составляют соответственно 38,7, 25,0 и 16,8%.

Следует обратить внимание на то, что меньшая обеспеченность акватории Индийского океана точками глубоководного бурения (см. табл. 1—3) до известной степени компенсируется тем, что в нем относительно большая роль принадлежит таким скважинам, в которых были достигнуты домиоценовые слои. В отличие от Тихого, в котором процент скважин, вскрывающих домиоценовые осадки, меньше среднего показателя, вычисленного для того же стратиграфического интервала по всей океанической акватории (58,2%), в Атлантическом и Индийском океанах удельный вес аналогичных скважин превосходит среднее значение (58,2%) соответственно на 9 и 13%.

Это обстоятельство дает еще одно основание считать, что степень представительности данных глубоководного бурения, относящихся к Атлантическому, Индийскому и Тихому океанам, в первом приближении является равнозначной.

Как уже отмечалось (см. табл. 1), средиземные моря обеспечены большим числом точек, чем океаны. Это не позволяет составлять данные, полученные по океанам, с материалами, относящимися к средиземным морям. Другим обстоятельством, исключающим возможность такого сопоставления, является различная группировка точек по возрасту наиболее древних вскрытых отложений в пределах океанов и средиземных морей. В последних значительно большая роль принадлежит скважинам, вскрывающим только неоген-четвертичные отложения (70,6 против 34,4% в океанах), тогда как удельный вес точек со скважинами, достигающими домиоценовых отложений, невелик (29,4 против 65,6%).

Таким образом, все три океана в настоящее время в равной степени обеспечены точками глубоководного бурения. Заметим, однако, что это заключение справедливо лишь в том случае, если отнести его не ко всей площади Индийского и Тихого океанов, а к площади тех их частей, в которых есть скважины.

Одинаковая представительность рассматриваемого материала допускает возможность его прямого сопоставления. Учитывая это, в дальнейшем такие сопоставления будут проводиться без дополнительных обоснований.

В Атлантическом океане (без средиземных морей) глубоководное бурение велось во время проведения 27 рейсов «Гломар Челленджера» (2—4, 10—14, 36—41, 43—53, 71, 72).

Скважины глубоководного бурения в акватории Атлантики расположены более равномерно, чем в двух других океанах, и пробурены почти на всех основных структурах его ложа. Как видно из рис. 1 и приведенного далее рис. 3, то или иное число точек размещается в Северо-Атлантическом и Южно-Атлантическом хребтах, в Лабрадорской, Западно-Европейской, Ньюфаундлендской, Северо-Американской, Иберийской, Канарской котловинах, котловине Зеленого Мыса, а также в Гвианской, Гвинейской, Бразильской, Аргентинской, Ангольской и Капской котловинах. Лишь юго-восточная часть океана (котловины Агульяс и Африкано-Антарктическая, Африкано-Антарктический срединный хребет) пока не затронута буровыми работами.

#### СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБТ

В границах собственно Атлантического океана срединный хребет разделяют на хребты Рейкьянес, Северо-Атлантический и Южно-Атлантический.

На этих подводных хребтах пробурено 20 скважин, из которых 15 расположены в их осевых зонах или в непосредственной близости от них, а 5 лежат на флангах. Они размещаются между 64° с. ш. и 30° ю. ш., что позволяет составить представление о строении осадочного горизонта, а в ряде скважин и верхней части второго слоя океанической коры — для большей части Срединно-Атлантического хребта. Сведения о точках глубоководного бурения в его пределах приведены в табл. 5, положение скважин показано на рис. 1 и 3.

*Хр. Рейкьянес.* В северной части океана, юго-западнее Исландии пробурено три скважины. Две первые лежат на флангах хребта, последняя — в его осевой части (см. рис. 1).

Разрез пород по скв. 409 представлен четвертичного возраста песчано-известковистыми и песчаными илами, мергелями с градационной слоистостью. Ниже лежат мергелистые и песчаные илы с раковинами моллюсков и глауконитом. На глубине 72 м эти слои подстилаются согласно залегающими верхнеплиоценовыми отложениями — известково-песчаными илами с вкрапленностью глауконита и обильными остатками мшанок и двустворок. Мощность пород позднего плиоцена не превышает 8 м. В интервале 80—319 м вскрыта толща, образованная преимущественно перемежающимися потоками пузырчатых пиллоу-

дав, плотных оливин-плагноклазовых и оливин-плагноклаз-клинопироксеновых базальтов, их выветрелых и брекчированных разновидностей, гидрокладитов. Магматогенным образованиям подчинены редкие прослои осадочных пород [31, 32, Luyendyk et al., 1976, 1979, 32 Wood et al., 1979].



Рис. 1. Точки глубоководного бурения в акватории северной и экваториальной зон Атлантического океана. Точки показаны материком

На северо-западном фланге хр. Рейкьянес (скв. 408) под четвертичными пепловыми известково-песчаными илами мощностью 38 м залегают илы плиоценового возраста. Последние подстилаются биогенными илами позднего миоцена. Эти горизонты содержат глауконит, концентрация которого в отдельных слоях доходит до 6%. Ниже залегают глауконитовые илы и глины, известково-песчанистые илы. Ранний миоцен представлен глауконитовыми известково-песчаными илами, в которых содержание глауконита доходит до 15—25%. На глубине 323 м

Таблица 5

Точки глауководного бурения в пределах Средне-Атлантического хребта

№ точки	Местоположение	Координаты <sup>1</sup>	Глубина, м		Возраст древнейших осадков
			дни	либон скажины	
409	Хр. Рейкьянес	67°37' с. ш., 25°57' з. д.	832	319,0	Поздний плюиоцен Ранний миоцен Миоцен
408		63°23 » » , 28 55 » »	1634	361,0	
114		59 56 » » , 26 48 » »	1927	623,0	
410	Северо-Атлантический хребет	45°31' с. ш., 29°39' з. д.	2985	387,0	Поздний миоцен
332		36 53 » » , 33 38 » »	1818	721,5	
333		36 50 » » , 33 40 » »	1665	529,0	Поздний миоцен
334		37 02 » » , 34 25 » »	2619	376,5	
335		38 18 » » , 35 12 » »	3188	562,0	Плейстоцен
411		36 46 » » , 33 23 » »	1935	119,0	
412		36 33 » » , 33 10 » »	2619	171,0	То же
413		36 33 » » , 33 10 » »	2608	149,0	
11		29 58 » » , 44 45 » »	3803	284,0	Плюиоцен — верхний миоцен
395А		22 45 » » , 46 05 » »	4475	664,0	
396		22 59 » » , 43 31 » »	4460	221,5	Плейстоцен
26		10 54 » » , 44 03 » »	5169	483,0	
353		10 55 » » , 44 02 » »	5167	384,5	
14	Южно-Атлантический хребет	28°20' ю. ш., 20°56' з. д.	4343	107,0	Поздний эоцен
15		30 53 » » , 17 59 » »	3927	142,0	
16		30 20 » » , 15 43 » »	3527	176,0	Ранний миоцен
18		27 59 » » , 08 01 » »	4018	178,0	

<sup>1</sup> Здесь и далее координаты точек даны с точностью до минут.

осадки ложатся на стекловатые пузырчатые базальтовые лавы [31, 32].

Разрез отложений юго-восточного склона хр. Рейкьянес вскрыт в скв. 114. По данным А. Лоутона и других исследователей [32, Laughton et al., 1972], глины четвертичного возраста подстилаются толщей чередующихся глин, алевроитов глин и глинистых алевролитов, иногда содержащих гальку и обломки двусторчатых моллюсков, датированной плюиоценом. Эти слои занимают интервал от 300 до 609 м. На глубине 500—509 м в них отмечена пачка глауконитовых песков, глауконитовых алевролитов и алевроитов глин; аналогичный по составу глауконитоносный горизонт вскрыт также в основании разреза плюиоцена. Плюиоценовые осадки сменяются миоценовыми. В их сложении участвуют глины, содержащие крупные обломки базальтов, пески и мономиктовые базальтовые галечники. Последние ложатся на базальты, вскрытые в призабойной части скважины.

На Северо-Атлантическом хребте пробурено 13 скважин, ле-

жащих в его осевой или приосевой зоне (см. табл. 5, рис. 1)

Самая северная точка (410) расположена на западном склоне хребта, вблизи осевого рифта. В ней вскрывается монотонная толща нанолов, расчлененных на четвертичные (102 м), плюиоценовые (67 м), переходные от плюиоцена к позднему миоцену (47 м) и позднемиоценовые (216—359 м) отложения. Верхняя часть разреза лишена макрофауны. С глубины 235 м в наюлах появляются остатки мелководных пелиципод, криноидей, остракод и брахиопод. Ниже 292 м в скважине встречена толща нанового мела, сменяющегося на глубине 330 м нанюлами с обильной галькой и гравием базальтового состава и прослойками песков. Мощность этого горизонта составляет 10 м, он перекрывает 19-метровую пачку брекчий, сложенную обломками стекол основного состава, афирмовых базальтов и известняков, заключенных в карбонатном цементе. В призабойной части скважины (359—387 м) брекчи вмещают несколько потоков стекловатых пузырчатых базальтовых лав [31, 32, Luyendyk et al., 1976, 1979].

К югу от точки 410, в районе Азорских островов, бурение проводилось дважды — в период проведения 37-го (скв. 332—335) и 49-го (скв. 411—413) рейсов.

В точке 332 было пробурено две скважины. В общей сложности они достигли глубины 721,5 м [32, Aumento et al., 1977]. Скв. 332А вскрыла пачку фораминиферовых и нановых илов, датированных в основании поздним плюиоценом. С глубины 102 м начинается вулканогенно-осадочная серия, представленная пластами базальтов, разделенных слоями известняков, мела и илов. Скважина остановлена на глубине 434 м. Она не вышла из разреза вулканогенно-осадочной толщ. В скв. 332В отбор керна был начат со 142 м ниже поверхности дна. Она прошла 9-метровую пачку фораминиферо-нановых илов, под которыми была обнаружена вулканогенно-осадочная серия, аналогичная по составу вскрытой в разрезе скв. 332А. В интервале 151—721,5 м она сложена чередующимися гломеропорфирными, плагиофирными и афирмовыми базальтами, разделенными либо редкими прослойками мела или фораминиферового известняка, либо, значительно чаще, корками базальтового стекла [32, Aumento et al., 1977].

Близкий разрез был вскрыт в точке 333. Верхние 225 м представлены здесь плейстоцен-раннеплюиоценовыми фораминиферными и нановыми илами, под которыми залегает второй горизонт океанической коры, образованный главным образом экстрезинитными базальтами, содержащими пласты магматогенных брекчий из обломков базальтов и базальтовых стекол, сцементированных кальцитом. В отличие от точки 332 магматогенный горизонт скв. 333 не содержит ни осадочных пород, ни эндоконтактовых корок стекла.

В точке 334 осадочный горизонт имеет мощность 262 м. В его нижней части, в интервале 129—262 м, залегают поздние

миоценовые фораминиферные и нановые илы, местами обогащенные вулканокластическим материалом. На уровне 262 м скважина вошла во второй горизонт океанической коры. Верх его образован потоками афировых базальтов, разделенных осадочными породами, и корками стекла, слагающими эндоконтактные зоны. С глубины 310 м в разрезе появляются пироксеновые, ортопироксеновые и авгитовые габбро, а между 319 и 376,5 м — пласти серпентинизированных перидотитов [32, Aumento et al., 1977].

Максимальная мощность осадочного горизонта в районе Азорских островов установлена в скв. 335 [32, Aumento et al., 1977]. В интервале 87—229 м в ней вскрыты плиоценовые биогенные илы. Они подстилаются аналогичными по составу илами, содержащими фауну позднего и среднего миоцена. На глубине 457 м осадочная толща сменяется магматогенно-осадочной, в строении которой участвуют базальты с прослоями и линзами известняков и метасоматических брекчий. Эндоконтактные зоны базальтовых пластов отмечены корками стекла.

Скважины, пробуренные около Азорских островов во время проведения 49-го рейса [31, 32, Luyendyk et al., 1976, 1979], имеют значительно меньшую глубину, чем скважины, отработанные в период рейса 37 (см. табл. 5, точки 411—413).

В точке 411 (0—27 м) вскрыты плейстоценовые илы с фораминиферные пески. Между 27 и 74 м отбор керна не проводился, а ниже 74 м залегает толща чередующихся оливин-плагиоклазовых базальтов и пузырчатых базальтовых лав. Более полный разрез осадочного горизонта известен из скв. 412, где до глубины 108 м описаны чередующиеся кремнистые фораминиферные, нанофораминиферные и нановые илы с редкими прослоями песков и глауконитового ила, залегающими в основании исследованной части осадочной серии, имеющей в целом плейстоценовый возраст. Ниже, с глубины 156 м, вскрыты пузырчатые лавы плагиоклаз-клинопироксен-оливиновых базальтов. В точке 413, на глубине от 110 до 149 м (в интервале 0—110 м керн не отбирался), описаны грубозернистые полимиктовые пески с обилием фораминифер, под которыми залегают базальтово-известковые осадочные брекчий, содержащие в нижней части потоки пузырчатых базальтов.

В южной части Северо-Атлантического хребта расположено пять скважин. Самая северная из них (скв. 11) лежит несколько южнее зоны разлома Атлантик. Верхние 5 м разреза осадочной толщи сложены здесь четвертичными и плиоценовыми фораминиферо-нановыми илами. Они подстилаются позднемиоценовыми илами, проследженными до глубины 284 м, где скважина вошла в базальты [32, Peterson et al., 1970].

Во время 45-го и 46-го рейсов исследовался отрезок Северо-Атлантического хребта лежащий к югу от поперечного разлома Кейн.

В расположенной на западном фланге Срединно-Атланти-

ческого хребта точке 395 были пробурены скв. 395 и 395А, вскрывшие в целом 664-метровую толщу, слагающую приосевую зону хребта. В скв. 395 верхи разреза представлены фораминиферными и нановыми илами плейстоцен-позднеплиоценового возраста, с редкими обломками выветрелых серпентинитов. С глубины 74 м начинаются раннеплиоценовые наноилы, чередующиеся с глинами. На уровне 83 м они сменяются позднемиоценовыми наноилами со скоплениями галек и обломков базальтов, базальтовых стекол, габбро и серпентинитов, проследившимися до 93 м. Осадочная толща подстилается пузырчатых пиллоу-лавами, содержащими редкие прослои осадочных брекчий. Мощность этой серии равна приблизительно 70 м. Ниже, в интервале 163—184 м залегают серпентинизированные габбро и перидотиты, два толща которых разделены прослоем известняка. В призабойной части скважины гипербазиты сменяются плотными плагиоклаз-оливин-клинопироксеновыми базальтами.

В скв. 395А серпентинизированные перидотиты обнаружены на иных глубинах, чем в скв. 395. В составе осадочной брекчий они встречаются между 87 и 110 м, в виде пластового тела — в интервале 172—174 м. Гипербазиты подстилаются мощной, почти 500-метровой толщей, сложной преимущественно пузырчатых пиллоу-лавами, которым подчинены потоки плотных плагиоклаз-оливиновых и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов. В нижней части магматогенной серии пройдены два сила долеритов [31, 32, Melson et al. 1976, 1979]. Возраст базальтов, вскрытых скв. 395А на глубине 200 м, по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определен в  $9,8 \pm 2,9$  млн. лет [32, Turner et al. 1979].

На восточном фланге Срединно-Атлантического хребта, в точке 396, в двух скважинах вскрыт 19-метровый слой четвертичных нанофораминиферных илов. В интервале 19—122 м отбор керна не проводился. Между 122 и 150 м были пройдены нановые илы, внизу — мергелистые позднемиоценового возраста. Разрез осадочных пород завершается горизонтом глин с угловатыми обломками базальтов. Ниже 150,5 м лежит магматогенная толща подушечных базальтовых лав, иногда пузырчатых, проследженных до глубины 400 м. Последние 5,5 м, пройденные скв. 396А, представлены гравием и песком, состоящими из обломков базальтов. Лавам подчинены прослои базальтовой брекчий и гравийников, спеменированных карбонатным заполнителем [31, 32, Dmitriev et al., 1976, 1979]. По данным Г. Дика и других исследователей [32, Dick et al., 1979], обломочные породы в точке 396 имеют различный генезис. Они включают тектонические брекчий, гиадокластиты, пирокластические накопления и наносы, возникшие под воздействием придонных течений.

На юге Северо-Атлантического хребта, в зоне поперечного разлома Вима, расположено скв. 26 и 353. Первая была пробурена во время 4-го рейса «Гломар Челленджер» [32, Bader et al., 1970] и вскрыла довольно мощную толщу плейстоценовых

глин с прослоями кварцевых песков с растительным детритом. До глубины 410 м в песках отмечается градационная слоистость, ниже встречены косослоистые кварцевые пески, залегающие выше переслаивающихся глин и аргиллитов, обнаруженных вблизи забоя скважины. Вторая скважина была пробурена во время 39-го рейса [32, Perch-Nielsen et al., 1977]. Как и в точке 26, здесь вскрыты осадки плейстоценового возраста. Скважина, оставленная на глубине 384,5 м, не вышла из них. Разрез представлен илами различного состава (песчаными, известковыми, нановыми) и песками. Как илы, так и пески часто содержат глауконит, концентрация которого в отдельных слоях достигает 5—15%; местами встречаются хорошо окатанные гальки базальта размером до 10 см. На глубине 118—128 м были обнаружены обильные бентосные фораминиферы. Это сообщество включает шельфовые и относительно глубоководные формы. Донные фораминиферы приурочены также к интервалу 261—271 м. Как и в более высоком горизонте, эта фауна имеет смешанный состав и представлена видами, характеризующими и мелководные и сравнительно глубоководные условия обитания. В этом же горизонте найдены остатки остракод и морских ежей.

По сравнению с Северо-Атлантическим Южно-Атлантический хребет пока что исследован в меньшей степени. Во время 3-го рейса «Гломар Челленджера» здесь были пробурены четыре скважины, расположенные поперек хребта вблизи 30° ю. ш. (см. табл. 5, рис. 3).

В точке 14, лежащей на западном фланге Южно-Атлантического хребта, скважина вскрыла (сверху вниз) 9 м раннемиоценовых меловых и цеолит-мергельных илов, ниже которых (9—71 м) залегают карбонатные илы и наноилы с обильной и разнообразной по видовому и родовому составу наофлорой, включающей представителей рода *Braarudosphaera*, свидетельствующих о мелководных условиях обитания. С глубины 71 м эти слои сменяются нановым мелом, датированным по фораминиферам поздним эоценом — ранним олигоценом. Отложения этого возраста имеют мощность 36 м и подстилаются базальтом. Последний имеет горячий контакт с карбонатными олигоцен-эоценовыми отложениями, превращенными в экзоконтакте в мраморы [32, Maxwell et al., 1970].

Сква. 15, расположенная гораздо ближе к осевой зоне хребта, чем сква. 14, и 16, которая лежит вблизи рифтовой долины, вскрывают соответственно, раннемиоцено-олигоценные и раннемиоценовые отложения, залегающие на афанитовых базальтах [32, Maxwell et al., 1970]. Разрез по сква. 15 начинается сверху плейстоцен-плиоценовыми фораминиферовыми илами и наноилами мощностью 54 м, которые сменяются в интервале 54—132 м миоценовыми наноилами, карбонатными илами и глинами. Нижележащая 10-метровая лачка карбонатных илов частично, возможно, должна быть датирована олигоценом. Отложения, вскрытые сква. 16, близки к только что охарактеризованным.

Последняя точка (18) в пределах Южно-Атлантического хребта лежит на его восточном склоне. По данным Максвелла и др. [32, Maxwell et al., 1970], в ней установлены плейстоценовые известковистые илы (0—9 м) и раннемиоценовые карбонатные фораминиферовые и нановые илы, залегающие в интервале 121—178 м (от 9 до 121 м отбор керна не проводился). На глубине 178 м скважина достигла выветренного базальта.

В водах 1. Трех скважинам, пробуренным на хр. Рейкьянес, присущ ряд общих особенностей. Первая из них — это резко выраженное преобладание в их разрезах терригенных, иногда в значительной мере грубообломочных, отложений. Вторая — присутствие в плиоценовых и миоценовых слоях рассеянного глауконита, иногда в довольно большой концентрации (5—6%), а также наличие глауконитоносных горизонтов и заметное понижение вниз по разрезу роли глауконитосодержащих пород. Третья — присутствие в основании осадочных толщ пузырчатых лав базальтов. Наконец, четвертая — почти полное отсутствие градационной слоистости, которая отмечалась только в верхней части четвертичных отложений, в точках 408 и 409.

Учитывая нахождение в плиоценовых отложениях скв. 409 и 114 мелководной фауны, данные о глубинах, на которых фиксируется глауконит [38, Porrenga, 1967; 32, White, 1974], и заключение Уокера [32, Loughton, 1972] и Макдональда [24a, Macdonald, 1949] о глубинах, на которых подводные излияния базальта сопровождаются возникновением пузырчатых текстур (меньше 1000 м, по Уокеру, и 650 м, по Макдональду), можно считать, что хр. Рейкьянес в миоцене и плиоцене был гораздо ближе к поверхности океана, чем в настоящее время.

На северо-западном фланге хребта мелководная обстановка (с глубинами меньше 200 м), безусловно, существовала в раннем миоцене, когда происходило накопление глауконитосодержащих отложений. Возможно, что она сохранялась здесь до конца миоцена. Указание Б. Лубендэйка и других ученых [31, 1976; 32, 1979] о наличии в миоценовых слоях скв. 408 турбидитов не опровергает это заключение, поскольку турбидиты не свидетельствуют о глубоководной обстановке накопления.

На юго-восточном склоне хребта мелководные условия устанавливаются для конца миоцена и могут предполагаться для плиоцена.

Приосевая зона хребта, по-видимому, была втянута в опускание позже его фланговых участков. Мелководная обстановка существовала здесь еще в позднем плиоцене. Она фиксируется по присутствию глауконитоносных слоев и обильным остаткам мшанок и двусторчатых. Не исключено, что аналогичные условия сохранялись здесь еще в начале антропогена.

По данным У. Даффилда, основанном на изучении стратиграфических позиций пузырчатых лав, излияния последних в точке 408 происходили в условиях нижней батиналы, на глубинах, между 1000 и 2000 м, а интенсивно пузырчатых пиллоу-лав точ-

ки 409 — в обстановке верхней батнаги, в интервале глубин 200—600 м [32, 1979]. Отсюда амплитуда опускания океанического ложа (с учетом мощности осадочных пород) в точке 408 для послепозднемиоценового времени определяется равной 1000 м, а в точке 409 за время с конца плиоцена — в пределах 500—900 м.

В то же время присутствие в верхах четвертичных отложений скв. 114 грубообломочных осадков с обломками раковин двусторчатых и в тех же слоях скв. 408 пеллипод и бентосных фораминифер не доказывает мелководный генезис вмещающих пород. Скорее всего и мелководная фауна, и галька были принесены сюда плавящими льдами.

2. Разрезы, вскрытые скважинами в пределах Северо-Атлантического хребта, позволяют в той или иной степени судить о глубинах океана, существовавших во время накопления осадочного комплекса и в эпохи излияния базальтовых лав. Отдельные признаки и совокупности их указывают, что это сравнительно недавно, в одних случаях в плейстоцене, а в других — в миоцене, глубины океана над Северо-Атлантическим хребтом были значительно меньше современных.

В точке 410 в позднем миоцене глубины, по-видимому, были близки к шельфовым. На это указывают обильный глауконит, присутствие которого в позднем миоценовых отложениях не может быть объяснено ледовым разномом, а также мелководная фауна остракод, брахиопод, пеллипод и моллюсков, ассоциированных с глауконит-содержащими осадками. Эти факты позволяют считать, что приносящая зона Северо-Атлантического хребта в районе скв. 410 испытала в послепозднемиоценовое время опускание на 3200—3300 м.

Сравнительно недавнее погружение океанического дна устанавливается и в районе Азорских островов. В точках 332—335, по данным Хупера и Р. Джонса, фораминиферы, обнаруженные в миоценовых отложениях, указывают на батнальные (глубины около 1000 м) условия накопления [32, 1977]. Отсюда послемiocеновое снижение дна для точки 332 будет близко к 1500 м, для 333 — примерно 1000 м, 334—2000 м и 335 — к 2500—2700 м. Обсуждая эти факты, Х.-И. Шрадер отметил связь между амплитудой погружения точки и ее расстоянием от оси хребта [32, 1977]. Эта корреляция была объяснена им с позиций тектоники плит, как свидетельство постепенного погружения океанического ложа в результате уплотнения литосферы по мере ее остывания и удаления от оси спрединга. Однако следует подчеркнуть, что такое толкование этой закономерности ни в коем случае не является единственно возможным. Точно такая корреляция может возникнуть при накатывании глубоководных зон океана на срединный хребет или его автономном опускании.

В отличие от района скв. 410, в котором можно предполагать относительно равномерное послемiocеновое опускание океанического ложа, вблизи Азорских островов движения дна, по-видимому, были более сложными, неоднократно менялись как по

скорости, так и направлению. Такое можно предположить на основании изучения материалов Л. В. Дмитриева, Б. Гана, П. Робинсона, И. Флауэ и др. о магматических породах, вскрытых в точках 332—335 [32, Dmitriev, 1977, Flower et al., 1977; 32, Gunn, Roobol, 1977; 32, Robinson et al., 1977]. По составу магматических пород и характеру их чередования в разрезах эти исследователи установили чрезвычайно высокую и нестабильную тектоническую активность района Азорских островов, относительно небольшие глубины, существовавшие около современных Азорских островов в течение миоцена, а также послемiocеновое погружение. Пузырчатые базальтовые лавы скв. 411—413, подстилающие плейстоценовые осадки, указывают, что еще в начале раннечетвертичного периода глубины океана в этих пунктах были меньше, чем в настоящее время, минимум на 1000—1400 м (411), 1800—2200 м (412) и 1750—2150 м (413). Указанные амплитуды нисходящих движений океанического дна, возможно, следует увеличить, если учесть, что в разрезах скв. 411 и 413 присутствуют прослои грубообломочных пород (песков и брекчий), а в скв. 412 в основании плейстоцена обнаружены глауконитовые илы. По-видимому, в этих точках, и особенно в точке 412, еще в начале плейстоцена располагалась мелководная банка.

Из разреза скв. 11 также устанавливается относительно мелководный позднемiocеновый бассейн. По потерю флюидов базальтами, вскрытыми в этой точке под осадочной толщей, А. и С. Энгели считают, что излияние их происходило на глубинах значительно меньших современных [32, 1970]. Если учесть при этом, что базальты точки 11 резко отличаются от океанических толстов повышенным содержанием Ti и Na<sub>2</sub>O, нельзя исключить существование здесь в прошлом не только мелководной зоны, но и реликтов древней доокеанической коры.

3. В районе точки 395 позднемiocеновая обстановка реконструируется менее уверенно. Единственный признак, который может свидетельствовать либо о сравнительно мелководных условиях непосредственно в том месте, где пробурена скважина, либо о близости к нему области размыва — это наличие в позднемiocеновых отложениях хорошо окатанной гальки базальтов, габбро и серпентинитов. Состав гальки как будто исключает возможность ее привноса извне, из других структурных зон океанического ложа и скорее всего указывает на существование участка (или участков) размыва в границах нынешнего Северо-Атлантического хребта. Об этом же говорит присутствие в верхней части магматогенной серии осадочных брекчий, содержащих обломки вулканических стекол, базальтов, серпентинитов и остатков фораминифер.

Толща пузырчатых лав, вскрытая в близлежащей точке 396, указывает на значительное погружение дна в этом районе. Однако величина амплитуды этих движений в настоящее время не поддается однозначному определению. Учитывая данные Макдо-

нальда [24а, 19] и Уокера [32, Laughton, 1972], амплитуда нисходящих движений точки 396 может быть от 3800 до 4200 м. В то же время, по данным Г. Пропаха [32, 1979], изучавшего пузырчатые текстуры базальтовых лав в точке 396, ложе океана здесь в конце миоцена находилось на глубине не меньшей 3600 м [32, 1979]. Г. Пропах считает, что амплитуда послемiocенового опускания дна океана вблизи этой точки не превышала 1000 м.

4. На юге Северо-Атлантического хребта, в поперечном желобе Вима, приуроченном к одноименному поперечному разлому, также устанавливаются несомненные признаки очень молодых опусканий океанического ложа.

Обращает на себя внимание необычайно большая мощность четвертичных отложений, обнаруженных в обеих пробуренных здесь скважинах (26 и 353). В первой из них было вскрыто 483 м, а во второй — 384,5 м плейстоценовых осадков, причем обе скважины не вышли из четвертичных пород. Судя по материалам Т. Ван Андела, Коридаса и В. Боуэна [37, van Anandel et al., 1967], мощность осадочной толши в точке 26 достигает 700—750 м. У. Бенсон и другие исследователи указывают величину, превышающую 1000 [32, 1970].

В обеих точках значительная роль в разрезах четвертичных отложений принадлежит терригенным породам и особенно кварцевым пескам. По данным Р. Рекса, Р. Вадера и др., содержание кварца в некоторых песчаных слоях, вскрытых скв. 26, достигает 61% [32, 1970]. По Е. М. Емельянову и Е. С. Тримониусу [32, 1977], горизонты песков в разрезе 353 также обогащены кварцем (до 58%).

Т. ван Андел, а позднее У. Хей [32, 1970] справедливо отнесли эти пески к континентальным. Однако поставщиком обломочного материала в зону Вима оба исследователя считали Амазонку, с чем нельзя согласиться.

Если бы терригенный материал транспортировался в точки 26 и 353 из Амазонки, то следовало бы ожидать, во-первых, развития мощных четвертичных отложений на всем пространстве между устьем Амазонки и Северо-Атлантическим хребтом и, во-вторых, наличия в тех же пределах песчаных пород, близких по составу к установленным в поперечной зоне Вима. Однако ни того, ни другого не наблюдается. Более того, в точке 354, лежащей в непосредственной близости к внешнему краю подводной дельты Амазонки, мощность четвертичных осадков не превышает 92 м [32, Perch-Nielsen et al., 1977], а на абиссальной равнине Демерара четвертичная система представлена кокколлит-фораминиферными илами [32, Etmelapov, Trimonis, 1977].

В такой обстановке перенос терригенного материала из Амазонки через абиссаль Демерара на Северо-Атлантический хребет был явно невозможен и для кварцевых песков (скв. 26 и 353) следует искать другой источник сноса. Скорее всего он должен был располагаться в пределах Северо-Атлантического хребта, относительно недалеко от поперечной зоны Вима.

В пользу этого предположения свидетельствуют факты, указывающие на мелководную обстановку, существовавшую в плейстоцене в рассматриваемом районе. В связи с этим в первую очередь следует упомянуть о наличии глауконитосодержащих слоев в плейстоцене точки 353. Кроме того, в этих же отложениях присутствует фауна мелководных бентосных фораминифер. Наконец, в этой же скважине в плейстоценовых осадках были встречены крупные (до 10 см в поперечнике) хорошо окатанные гальки базальтов.

Все это вместе взятое позволяет говорить о недавнем существовании в этой части Северо-Атлантического хребта зоны размыва, а значительная роль в разрезах скв. 26 и 353 кварцевых песков подтверждает развитие в границах этого плейстоценового поднятия коры континентального или субконтинентального типа.

Таким образом, по данным 13 скважин, пробуренных в границах Северо-Атлантического хребта, установлено, что еще сравнительно недавно, в конце миоцена, а в ряде случаев и в плейстоцене, в пределах хребта существовали глубины, значительно уступающие современным и характерные для условий шельфа или верхней баттали. Глубоководное бурение на Северо-Атлантическом хребте отчетливо показало, что эта структура океанического ложа за последние 5 млн. лет испытала значительное региональное опускание с амплитудой от 1000 до 5000 м.

5. Из четырех точек, лежащих на Южно-Атлантическом хребте, только в одной (14) присутствуют отложения предположительно мелководного генезиса. В трех других случаях весь вскрытый разрез кайнозойских осадков представлен глубоководными фашиями.

Следовательно, в отличие от хребтов Рейкьянес и Северо-Атлантического, где повсеместно устанавливаются признаки недавних и очень значительных опусканий, в Южно-Атлантическом хребте в конце олигоцена и, во всяком случае, в раннем миоцене уже существовала глубоководная обстановка, по-видимому близкая к современной. Это позволяет считать, что океанические условия в центральной части Южной Атлантики возникли значительно раньше, чем в соответствующей зоне Северной Атлантики.

Преимущественно карбонатные миоцен-четвертичные отложения, развитые в пределах Южно-Атлантического хребта, содержат примесь терригенного материала, представленного главным образом обломками кварца, полевых шпатов и слюд. По мнению Р. Рекса, Е. М. Емельянова и Е. С. Тримониса, этот обломочный материал поступал в зону среднего хребта из Южной Америки в результате деятельности суспензионных потоков и при ветровом разное [32, 1970; 32, 1977]. Однако более вероятно, что основная масса терригенных пород поступала в срединный хребет не из Южной Америки, а из расположенного гораздо ближе к хребту поднятия Риу-Гранди. В пользу этого говорит наличие мел-

Точки глубоководного бурения в пределах северо-западной части Атлантического океана

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			два	забой	
407	Лабораторная и Ньюфаундлендская котловина	63°56' с. ш., 30°35' з. д.	2482	458,0	Ранний олигоцен
1111		50 26 » » 46 22 » »	1797	250,0	Блюес
112		54 01 » » 46 36 » »	3657	664,0	Ранний эоцен
113		56 47 » » 48 20 » »	3619	923,0	Ранний миоцен
382	Котловина и ее восточное обрамление	34°25' с. ш., 56°92' з. д.	5526	520,0	Коньяк-сланец
383		39 15 » » 53 21 » »	5283	120,3	Плейстоцен
384		40 22 » » 51 40 » »	3909	330,3	Лит или древнее
385		37 22 » » 60 09 » »	4936	392,0	Миастрит или древнее
10		32 52 » » 52 13 » »	4742	495,0	Кампан
98		25 23 » » 77 19 » »	2769	357,0	То же
99		23 41 » » 73 51 » »	4914	248,0	Кимеридж — оксфорд
100		24 41 » » 73 48 » »	5325	331,0	Складов
101		25 12 » » 74 26 » »	4868	691,0	Валаукин
390		30 69 » » 76 06 » »	2670	206,0	Баррем или древнее
392		29 55 » » 76 11 » »	2607	349,0	Неоком
102		30 44 » » 74 27 » »	3426	661,0	Поздний миоцен
103		30 27 » » 74 35 » »	3964	449,0	Средний миоцен
104		30 50 » » 74 20 » »	3811	617,0	То же
388		35 31 » » 69 24 » »	4920	341,0	» » »
389		30 09 » » 76 06 » »	2724	39,0	Плейстоцен
391	28 14 » » 75 37 » »	4964	1412,0	Ранний титон	
393	Северо-Американская	28°12' с. ш., 75°36' з. д.	4951	58,0	Плейстоцен
394		28 12 » » 75 36 » »	4957	364,0	Миоцен
8		35 25 » » 67 33 » »	5498	314,0	Эоцен
105		34 54 » » 69 10 » »	5251	633,0	Кимеридж-оксфорд
106		36 26 » » 69 28 » »	4500	1015,0	Эоцен
107		38 40 » » 72 29 » »	2571	78,0	Плейстоцен
108		38 48 » » 72 39 » »	1845	209,0	Средний эоцен
4		24 29 » » 73 48 » »	5319	258,0	Валаукин — титон
5		24 44 » » 73 38 » »	5361	278,0	Титон
28		20 35 » » 65 37 » »	5521	404,0	Предположительно мел
27	15 51 » » 56 53 » »	5521	475,0	Поздний эоцен	
6	Верхушное поднятие	30°50' с. ш., 67°39' з. д.	5125	256,0	Ранний эоцен
7		30 08 » » 68 18 » »	5185	296,0	Средний эоцен
9		32 46 » » 59 12 » »	4974	834,0	Кампан или древнее

ководных кайнозойских и позднемезозойских отложений и значительное развитие в них песчаных пород, установленное скважинами, пробуренными на поднятнй Риу-Гранди во время 3-го и 39-го рейсов «Гломар Челленджера» [32, Maxwell et al., 1970; Pimm, 1970 Perch-Nielsen et al. 32 1977]. Этот вопрос будет рассмотрен более детально в разделе, посвященном Юго-Западной Атлантике.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Эта часть Атлантического океана принадлежит к числу наиболее изученных зон в пределах акватории Мирового океана. Во время 1, 2, 4, 11, 12, 43, 44, 49, 51 и 52-го рейсов «Гломар Челленджера» здесь было пробурено 39 скважин (см. рис. 1, табл. 6).

По данным Б. Луйендайка и др. [31, 1976; 32, 1979], в точке 407 залегают четвертичные илы мощностью 46 м, 85-метровая свита нанюлов и нанового мела с прослоями пеллов, в сложение которых значительная роль принадлежит обломкам стекол базальтового и риолитового состава. По заключению Ж. Варэ и др., риолитовые стекла возникли в результате разделения первичной толстовой магмы [32, 1979]. Свита датирована плиоценом. Ниже обнаружены переслаивающиеся пеллы и окремненный мел с лиздами пелла, обильными гальками и многочисленными ходами животных, к которым приурочены скопления глаукогонита. Эта 150-метровая толща отнесена к позднему и раннему миоцену. Разрез осадочных пород завершается 20-метровой (281—300 м) пачкой нанового мела с галькой и граuem базальтов олигоценного возраста. По данным Э. Мартина [32, 1979] олигоценные слои содержат многочисленные остатки наонофлоры, аналогичной сообществам мелководья, обнаруженным в разрезах скв. 116, 117 и 352 (*Zygrhablithus*, *Discolithus*). Олигоценные отложения подстилаются магматогенно-осадочной серией, представляющей чередование оливиновых базальтов, оливин-плагиоклазовых порфиритов, дуэричатых пиллоу-дав, базальтовых брекчий и туфов. Вскрытая мощность этих образований равна 160 м.

Точки 113 и 112 лежат значительно южнее, в центральной части Лабораторской котловины. Первая располагается вблизи юго-восточной границы моря Лаборатор, определяемой линией между мысами Фарвель (Гренландия) и Сент-Чарльз (п-ов Лабрадор).

Скв. 113 вскрывает 200-метровую свиту четвертичных глин, песков и алевролитов, мощную, 600-метровую, толщу алевроитовых глин, галечных алевролитов и аргиллитов плиоцена, содержащую на глубине 395—400 м обломки панцирей балинусов. Между 860 и 863 м залегают нижнемиоценовые алевролиты [32, Laughton, 1972; Laughton et al., 1972].

В расположенной юго-восточнее от предыдущей — точке 112, по А. Лоутону и др. [32, 1976], залегают глины и мергели плейстоценового возраста (28—85 м), галечные и алевроитовые глины и пески с фораминиферами и наонофлорой плиоцена (85—124 м),

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			дна	забоя	
386	Беруэжские подплатне	31°11' с. ш. 65°15' з. д.	4792	973,0	Поздний апт—ранний альб Поздний бернасранский палеоген Ранний эоц То же
387		32 19 » » 67 40 » »	5117	794,0	
417		25 07 » » 68 03 » »	5480	708,5	
418А		25 02 » » 68 03 » »	5511	808,0	

глины (150—209 м), отнесенные к миоцену. На глубине 270—393 м вскрыты олигоценые алевроиты и глины и наилоны, между 441 и 587 м — отложения эоцена, представленные глинами с фауной бентосных агглютинированных фораминифер. В интервале 652—661 м пройдены не охарактеризованные фауной глины, под которыми обнаружены варнолитовые базальты.

Точка 111 лежит на западной окраине *Ньюфаундлендской котловины*. Эта скважина достигла на глубине 249 м отложений байосского яруса, представленных песчаниками и глинистыми алевролитами с прослоями углей, граувинок и гли. Состав и возраст слоев, залегающих непосредственно на субаэральных отложениях доггера, остались невыясненными. В интервале 222—204 м были обнаружены альбские, а между 204—198 м — сеноманские калькарентиты, сменяющиеся выше сеноман-маастрихтскими глауконитовыми песками с мелководными коколитами (*Kampferius magnificus*), калькарентитовыми глауконитовыми конгломератами с прослоями и линзами лимонита. В верхней части этой пачки (198—182 м) встречена нанофлора (*Braarudophaera*), указывающая на мелководную обстановку в маастрихте (Burky, 1972 г.). Эоцен, вскрытый на глубине 182—148 м, также представлен мелководными глауконитовыми песками и глинами с остатками флоры, мергелями и доломитами. На эоценовые слои ложатся с перерывом плиоценовые глины с флорой и глауконитом, сменяющиеся выше переслаивающимися фораминиферовыми песками с обильными растительными остатками и глинами. Разрез венчается пачкой плейстоценовых глин [32, Laughton et al., 1972].

Следующая группа глубоководных скважин располагается в северной части *Северо-Американской котловины* (9,10, 382—385). В скв. 10, по М. Петерсону и др., под плиоцен-нижемиоценовыми наилонами и мелом, переслаивающимися с красными глубоководными глинами, на глубине 35 м лежат литологически сходные осадки олигоценового возраста. Из разреза, по-видимому, выпадает верхний эоцен, и на глубине 75 м олигоцен ложится на среднеэоценовые мергельные наилоны. Средний и нижний эоцен соответствуют интервалу 140—200 м. С 235 м начинаются отложения маастрихта, образованные фораминиферовыми илами

и наилонами с прослоями пеллов. Их мощность равна 165 м. Ниже 400 м залегают илы кампанского яруса, содержащие слои пеллов и доломитов и фауну остракод. На глубине 458 м в них встречены базальты, слагающие, по А. и С. Энгелям, плавстную залежь [32, 1970].

В расположенной западнее точке 9 обнаружена моноконная толща плейстоцен-позднемиоценовых илов и глин мощностью около 270 м. Ниже лежат не охарактеризованные фаунистически цеолитовые глины (270—678 м), под которыми в интервале 678—682 м в красных цеолитовых глинах встречена среднеэоценовая фауна. С глубины 764 до 831 м вскрыты сеноман-кампанские цеолитовые глины, наилоны и мел [32, Peterson et al., 1970].

В районе подводной горы Нашвилл во время 43-го рейса была пробурена скв. 382. По данным Б. Тухолки и др., в призабойной части ее в интервале 520—496 м вскрыта вулканическая брекчия. Возраст базальтов из этой брекчи по изотопам аргона ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) равен  $114 \pm 4$  млн. лет, по К/Ar  $85 \pm 3 - 88 \pm 5,7$  млн. лет [32, Houghton et al., 1979]. На ней залегают отложения коньяского и сантонского ярусов — алевроитовые глины, аргиллиты, алевролиты, переслаивающиеся с туфопесчаниками, туфоалевролитами и вулканическими брекчиями. На глубине 411 м сантонские слои перекрываются хорошо отсортированными брекчиями, переходящими местами в конгломератобрекчи, относимые к кампану. Стратиграфически более высокие горизонты кампана, залегающие в промежутке 411—373 м, образованы чередующимися мергелистыми наилонами, туфопесчаниками, глинами, песчаниками и алевролитами, содержащими глиняные окатыши. Между 364 и 354 м залегают глины, алевроитистые глины и глинистые алевролиты с иноперами маастрихта. Выше, через пачку глин (между 354 и 326 м), не содержащую фауну, лежат нижемиоценовые глины (326—288 м), на которых залегают с перерывом глины с растительным детритом позднего миоцена (288—269 м). На глубине 240—241 м вскрыты плиоценовые отложения — глины и алевроитистые глины с глиняными окатышами. Наконец, между 212 и 54 м лежат плейстоценовые осадки — кварцевые пески, алевролиты и глины с глауконитом и обломками раковин пеллипод. В самой верхней части разреза в кварцевых глинах встречены обломки углей [31, 32, Tucholke et al., 1975, 1979].

Скв. 383, прошенная недалеко от подводного хр. Ньюфаундленд, была остановлена в плейстоценовых слоях, состоящих из грубозернистых песчаников, содержащих хорошо окатанную гальку аргиллитов [31, 32, Tucholke et al., 1975, 1979].

Разрез верхов осадочной толщи на абиссальной равнине, расположенной к югу от Большой Ньюфаундлендской банки, вскрыт скв. 384. Здесь, по материалам Б. Тухолки и других исследователей, под толщей мергелистых наилонов, наилонов и мела среднеэоцен-маастрихтского возраста (50—192 м), содержащей в верхах прослой с галькой гнейсового состава, лежат мелководные сантон-аптские отложения. Они образованы переслаивающимися

карбонатными песками, нанолами, биогенными известняками, рудистовыми известняками (к последним приурочена обильная фауна мелководных гастропод, пелеципод, брахиопод, морских ежей), биомикритами с пелециподами и гастроподами, биомикрорудистовыми известняками с ежами, остракодами и водорослями, залегающими между 202 и 324,3 м. Ниже, в интервале 324,3—324,8 м, вскрыты биомикритовые известняки и скелетные пески с обломками пузырчатых лав базальтов. Этот горизонт содержит фауну позднего баррема-апта. Он подстилается измененными порфиритовыми базальтами, имеющими по изотопам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  абсолютный возраст от  $52 \pm 4$  до  $103 \pm 5$  млн. лет и по  $\text{K}/\text{Ar}$   $106 \pm 4$  млн. лет [32, Tucholke et al., 1979, Houghton et al., 1979].

По заключению П. Ротэ [32, 1979], известняки и скелетные пески альб-позднеларремского возраста содержат фауну, характерную для кораллового рифа. Накопление этих осадков происходило в литоральной обстановке на глубине, не превышающей несколько метров.

На абиссальной равнине севернее Бермудских островов (скв. 385) в интервале 60—108 м были обнаружены плейстоценовые наноилы и глинны, глинны раннего миоцена, в которых отмечены два горизонта с высоким (6—10%) содержанием глауконита. Ниже (136—166 м) вскрыты раннеоценовые радиоляриевые глинны, которые подстилаются почти 40-метровой пачкой оксидированных фауной глин, аргиллитами и алевролитами. Под ними лежат глинны с фауной раннего палеоцена, сменяемые на глубине 212 м отложениями маастрихтского яруса — глиннами, известково-алевритистыми глиннами, иногда с примесью туфогенного материала, и нановыми илами, прослеженными до 269 м. Эти слои перекрывают туфоалевриты и глинны, условно отнесенные к коньякскому ярусу (269—278 м). Еще ниже обнаружена довольно мощная толща без фауны, сложенная в верхней части (278—288 м) туфосцианками, туфоалевритами и глиннами, а в низах (297—392 м) слабосортированными вулканическими брекчиями, образованными крупными (до 25 см в поперечнике) обломками ожелезненного базальта и переслаивающимися с глинистыми и алевритистыми песками и аргиллитами. На глубине 288 м в этой толще вскрыт тонкий пласт афанитового базальта, имеющий абсолютный возраст по  $\text{K}/\text{Ar}$   $31 \pm 3$  млн. лет. Возраст базальтов из вулканокластической брекчии, вскрытой скв. 385 (336—392 м), изменяется от 38 до 91 млн. лет [31, 32, Tucholke et al., 1975, 1979; 32, Houghton et al., 1979].

На Бермудской возвышенности пройдено шесть скважин (6, 7, 386, 387, 417D, 418A). Первые две расположены на юго-западном крае подводного поднятия, две следующие — ближе к центру, а две последние — около его южной оконечности.

По данным М. Юинга и др., точки 6 и 7 похожи по разрезам [19, 1960]. В обеих в верхах вскрыты глубоководные красные глинны, не содержащие фауну и соответствующие стратиграфическому интервалу от голоцена до олигоцена. Под ними залегают

поздние-среднеоценовые (скв. 6) или среднеоценовые (скв. 7) глинны, нановые илы, мергели, фораминиферные пески и алевроиты. В обеих скважинах к отложениям эоцена приурочены скопления глауконита. По мнению А. Билла и А. Фишера, он принесен мутьевыми потоками [32, 1969]. Однако присутствие в основании нижнего эоцена (точка 6) литифицированных калькарентов делает эту версию сомнительной. Скорее всего в обеих скважинах глауконит является автохтонным, связанным с обстановкой шельфа, существовавшей здесь до начала погружения океанического дна в позднем эоцене или раннем олигоцене.

В скв. 386, по данным Б. Тухолки и др., под плейстоценовыми илами, поднятыми с глубины 52—62 м, между 62 и 101 м отбор керна не проводился. С глубины 101 до 641 м вскрывается непрерывный разрез, начинающийся поздним миоценом и завершающийся средним маастрихтом. Толща представлена чередующимися глиннами, известковистыми глиннами, глинистыми алевролитами и песками, аргиллитами, алевролитами, песчаниками. С 290 м и ниже (эоцен) в разрезе появляются прослои мергелистых илов, мергелистых известняков и известняков. Под пачкой неохарактеризованных фауной аргиллитов (641—698 м) обнаружены аргиллиты с прослоями песчаников, песков, мела и мергелистого мела, относящиеся к сеноманскому ярусу. На глубине 831 м появляются альб-сеноманские известковистые аргиллиты и мергелистый мел, подстилающиеся аналогичными по составу отложениями альбского яруса. На глубине 964 м альбские слои ложатся на базальты, датированные по  $\text{K}/\text{Ar}$  методом  $126,1 \pm \pm 27,2$  млн. лет [31, 32, Tucholke et al., 1975, 1979; 32, Houghton et al., 1979].

Скв. 387 вскрывает преимущественно глинистые отложения от плейстоцена до кампана включительно, сходные с установленными в точке 386. Единственное отличие заключается в присутствии в эоцен-кампанских слоях разреза 387 рассеянного глауконита. Ниже кампана, в интервале 488—583 м, залегают аргиллиты без фауны и радиоляриевые алевролиты, сменяющиеся позднеготтерви-берриаскими известняками, мелом, порцелланитами, сидеритовыми известняками и аргиллитами. В приобластной части скважины, на глубине 791 м, под известняками берриаса лежат базальты, имеющие абсолютный возраст (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ )  $381 \pm \pm 11$  млн. лет [32, Tucholke et al., 1979, Houghton et al., 1979].

В скв. 417 D под пачкой плейстоценовых глин мощностью около 10 м залегают со стратиграфическим несогласием илы и глинны, предположительно отнесенные к среднему эоцену. На глубине 201 м они подстилаются с перерывом подземеловыми цеолитовыми глиннами, сменяющимися вниз по разрезу аргиллитами, обогащенными органическим материалом, и мелом. Мощность верхнемеловых отложений близка к 100 м. Ниже вскрыты среднесеноман-альбские цеолитовые, доломитизированные и фосфатоносные аргиллиты и мел (мощность 20 м), сменяющиеся альб-апскими аргиллитами, фосфатоносными пиритизированными и доло-

ломитизированными аргиллитами, радиоляриевыми песчаниками, известняками и наповым мелом ( $\approx 25$  м). Разрез осадочного го-  
во-наповым мелом мощностью около 10 м. На глубине 352 м  
осадки сменяются мощной магматогенной серией, представлен-  
ной главным образом шилло-базальтами, которым подчинены  
массивные плагиобазальты, базальтовые брекчи и редкие по-  
слои известняков, испытывших перекристаллизацию в экзоконта-  
ктных зонах лавовых потоков [32, McKenzie, Kells, 1980]. Сква-  
жина была остановлена в массивных базальтах на глубине  
708,5 м [26, 32, Bruen et al., 1977, 1980; 26, 32, Donnelly et al.,  
1977, 1980].

В скв. 418А был вскрыт сходный разрез. Верхние 300 м пред-  
ставлены в нем четвертичными, среднеэоценовыми и альб-сено-  
манскими глинами. Низы альб-сеномана и апт образованы пе-  
реслаивающимися нанолами и апт образованы пем-  
ми, кремнями, мергелями и мелом. Ниже (329—868 м) находят-  
ся магматогенная свита, в слоении которой участвуют подуше-  
вые лавы, массивные базальты и базальтовые брекчи [26, Flo-  
wer, Salisbury et al., 1977, 32, Donnelly et al., 1980].

Возраст базальтов из скв. 417D и 418А был установлен по  
отношению  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . В разрезе скв. 417D образцы были  
отобраны в интервале глубин 352—680 м. Абсолютный возраст  
базальтов изменялся от  $96,6 \pm 6,4$  до  $160,8 \pm 3,1$  млн. лет. В раз-  
резе скв. 418А для образцов, взятых с глубины 550—690 м, аб-  
солютный возраст колеблется от  $108,1 \pm 5,2$  до  $185,3 \pm 6,7$  млн.  
лет. Следует отметить, что максимальные значения возраста в  
образцах скважины были получены для относительно высоких го-  
ризонтов магматогенной серии [32, Ozima et al., 1980].

В нижнемеловых осадках (точки 417 и 418) обнаружена бо-  
гатая и хорошо сохранившаяся наофлора, указывающая на их  
накопление выше уровня карбонатной компенсации. В то же вре-  
мя обилие *Braarudosphaera*, *Nannoconus* и *Micrantholithus* —  
представителей типично мелководных родов свидетельствует, что  
породы раннего мела формировались в прибрежной зоне, что  
было теплое бассейна [32, Siesser, 1980].

Это заключение было подтверждено изучением пыльцы, спор  
и динофлагеллат из нижнемеловых отложений тех же разрезов.  
В аптских и нижнеальбских слоях точек 417 и 418 установлены  
многочисленная пыльца и споры наземных растений, которым со-  
путствует сообщество динофлагеллат, характерное для прибреж-  
ной зоны. В верхах альбского яруса содержание пыльцы, спор-  
но и жгутиков резко сокращается, причем это происходит парал-  
лельно с повышением значения планктонных фораминифер. По  
мнению П. Хохули и К. Келте, эти соотношения указывают на  
и 418 от области размыва [32, 1980].

В конце раннего мела вблизи названных точек, по-видимому,  
возникли глубины, близкие к уровню карбонатной компенсации,

т. е. несколько меньше 3000 м. Постепенное погружение океани-  
ческого дна, вероятно, продолжалось и позже. Мелководные  
диахеты из эоценовых пелажических глин разрезов скв. 417 и  
418 скорее всего испытали перетолжение [32, Burky, 1980].

Наибольшее число глубоководных скважин расположено в  
западной части *Северо-Американской котловины*, между Бер-  
мудской возвышенностью, континентальным шельфом и Багам-  
скими островами.

На севере этой акватории во время проведения 2,11 и 44-го  
рейсов пробурено шесть скважин (8,105—108, 388).

В первой из них, по данным М. Петерсона и др., отбор керн  
был начат с глубины 110 м. В интервале 110—260 м установлены  
поздне-среднемиоценовые глины, под которыми лежит 54-метровая  
пачка эоценовых радиоляриевых илов, глауконитовых але-  
вролитов, глинисто-алевритовых илов [32, 1970].

Скв. 105, по материалам Ч. Холлистера и других исследова-  
телей, достигла на глубине 630—623 м трещиноватых базальтов  
с прослоем известковых глин. Над ними, между 623 и 603 м,  
лежат переслаивающиеся глины и известняки, перекрытые гли-  
нистыми известняками с двусторчатыми и остракодами (*Bair-  
dia italica*), свидетельствующими об оксфорд-кимериджском  
возрасте вмещающих слоев. В интервале 603—558 м залегают  
глинистые известняки и кальциолиты кимериджа-оксфорда с  
остатками аммонитов, острака (*Bairdia farinaceae*) и план-  
ктонных криноидей. Эти отложения перекрываются титон-валан-  
жинским известняками и глинистыми известняками (558—466  
м), иногда с градационной слоистостью. В них присутствуют  
аммониты и обильный растительный детрит. Выше, на глубине  
466—421 м, вскрыты валанжин-готеривские отложения, пред-  
ставленные известняками с обильными остатками мелковод-  
ной наофлоры (*Braarudosphaera*), карбонатными и алевритовы-  
ми глинами с редкими прослоями доломитов. В этих слоях  
встречаются многочисленные следы рожущих организмов, об-  
ломки раковин аммонитов и двусторков. Лежащие выше (412—  
403 м) готерив-барремские глины и известняки сменяются оче-  
нь монотонной серией глин, часто цеолитовых, вскрытых в ин-  
тервале 403—286 м и соответствующих баррему — позднему  
сеноману. Верхи разреза сложены либо глинами без фауны, ли-  
бо глинами и гемипелажическими илами с фауной миоцена, пли-  
оцена и плейстоцена [32, 1972].

Скв. 388 забурена на континентальном подножии, в зоне абис-  
сальных холмов, несколько севернее точки 105 [32, W. Benson  
et al., 1978]. Она была остановлена в среднемиоценовых глинах,  
залегающих между 312 и 341 м. Над глинами вскрыты пересла-  
ивающиеся глинистые алевриты и глины с рассеянным глау-  
конитом, датированные поздним миоценом. Их мощность 110  
м. В интервале 53—202 отбор керн не проводился, а верхние  
53 м разреза представлены известково-алевритовыми глинами,  
нанолами, песчанистыми алеврититами и песками. Миоценовые



в отложениях ФРГ и Франции [32, Hess, 1972]. Оксфорд-келловейские остракоды из скв. 100, по заключению А. Ертли [32, Oertli, 1972], чрезвычайно сходны с остракодами, встречающимися в неритовых отложениях Европы. С ними ассоциирована мелководная наофлора [32, Wilcoxon, 1972].

По мнению Х. Лютербахера, присутствие среди верхнеюрских фораминифер батиальных форм указывает на глубины позднечуковского океана, близкие к нижней батии. В частности, он считает, что оксфорд-келловейские мергели с мелководными фораминиферами (*Opthalmidium*) также накапливались в обстановке нижней батии. Аналогичный вывод был получен А. Ертли на основании изучения оксфорд-келловейских остракодов.

Однако эти заключения кажутся односторонними, поскольку в них не учитывается, что шельфовые сообщества верхнеюрских фораминифер из отложений Северной Америки, Австралии, Мадагаскара и Синая и неритовые комплексы остракод Европы не являются стенобатальными. Как и соответствующие ассоциации из верхней юры (скв. 100), эти комплексы объединяют формы, характерные для уровней шельфа и батии. Это обстоятельство, а также присутствие в верхнеюрских слоях точки 100 обильной мелководной наофлоры и аммонитов, идентичных аммонитам юга Англии, скорее свидетельствуют о шельфовой обстановке, существовавшей здесь в позднечуковское время.

В скв. 101 обнаружены плейстоцен-плиоценовые гемипелагические илы более значительной (203—250 м) мощности, чем в двух предыдущих точках. Под ними, в промежутке 250—543 м, с крупным стратиграфическим несогласием залегают раннесеноман-готеривские илы и глины, содержащие в основании готеривского яруса прослой железистых пород. На глубине 509—691 м вскрыты известняки валанжинского яруса [32, Hollister et al., 1972].

В нижнемеловых отложениях этой точки встречены мелководная наофлора (*Braarudosphaera*) и песчаные фораминиферы [32, Wilcoxon, 1972]. На основании последних Х. Лютербахер высказал предположение, что глубина раннемелового бассейна была близка к 2000 м, заметив при этом, что в тропической зоне Тихого океана комплекс, представленный агглютированными фораминиферами, был обнаружен на глубине 4500—5000 м [32, 1972].

Разрез скв. 102, лежащий к востоку от плато Блейк, сложен исключительно гемипелагическими илами, имеющими плейстоцен-позднемиоценовый возраст. На глубине 470 м в раннеплиоцен-позднемиоценовых илах был обнаружен глаукоцит, возможно снесенный сюда с шельфа, находящегося в эпоху накопления осадков ближе к точке 101, чем в настоящее время. Скв. 103 и 104 достигли среднемиоценовых отложений. В них были вскрыты гемипелагические илы.

В точке 389 [32, Benson et al., 1978], лежащей на окраине плато Блейк, скважина не вышла из четвертичных (голоцено-

вых?) отложений — фораминиферных и ракушечных песков с обломками раковин двусторчатых моллюсков и гастропод, а также редкой примесью глаукоцита. Эти осадки формировались на глубинах, близких к современному, в результате деятельности мутьевых потоков.

В точке 390 в основании разреза вскрыты добарремские кавернозные известняки и мел, содержащие прослой известковистых песков и граувагков. В этих слоях (180—206 м) обнаружены многочисленные обломки раковин моллюсков и остатки фораминифер. Низы отложений баррема — альба образованы известковистым мелом, глаукоцитными и пеллициподовыми известняками с многочисленными обломками раковин гастропод, пеллипод, брахиопод и аммонитов. Выше вскрыты мергелистые илы и мел (142—171 м). Они перекрыты глинами, мергелями и илами, датированными альбом — нижним маастрихтом (133—142 м), над которыми лежит позднемаастрихтские мергелистые илы (123—133 м). В интервале 9,5—123 м керн не отбирался. Верхние 9,5 м сложены среднеэоценовыми нановыми илами, на которые с перерывом в осадконакоплении ложатся четвертичные биогенные илы [32, Benson et al., 1978].

Кавернозные добарремские и барремские известняки в разрезе скв. 390 накапливались в пределах барьерного рифа. Их цементация, по-видимому, протекала в субэаральной обстановке [32, Enos, Freeman, 1978; Sheridan et al., 1978]. О мелководной обстановке осадконакопления свидетельствуют остракоды, обнаруженные в добарремских слоях [32, Swain, 1978] и кокколитофориды из барремских слоев [32, Schmidt, 1978].

По результатам микрофациального анализа установлено, что баррем-эоценовые мел и илы отлагались в пределах верхней батии, на глубинах около 500 м [32, Pastouret et al., 1978]. В маастрихте и эоцене плато Блейк, возможно, на короткое время поднималось и тогда появлялись мелководные *Braarudosphaera*. Однако не исключено, что эта мелководная флора была переотложена. Суммарная амплитуда последобарремских опусканий в точке 390 равна 2800 м.

В третьей точке, расположенной на краю плато Блейк (392), пробурено две скважины. Первая из них остановлена на глубине 60 м в четвертичных известняках, из скважины второй керн начал отбирать с глубины 50 м. В последней в интервале 50—60 м были вскрыты верхнекампанские биогенные илы. Они подстилаются мергелистыми нановыми илами и известняками верхней альба — баррема, залегающими с несогласием на кавернозных рифогенных известняках с обилием остатков аммонитов, раковин моллюсков и обломков губок (93,3—212, 8 м). Вниз по разрезу известняки кавернозные сменяются оолитовыми (212,8—241,6 м). В интервале 241,6—349 м обнаружены скелетные рифогенные известняки с многочисленными обломками раковин пеллипод, гастропод, цефалопод (аммонитов), фрагментами кораллов и губок [32, Benson et al., 1978].

Карбонатные породы (93,3—349 м) датированы альбом — несоком; они накапливались на коралловой отмели, а цементация их протекала в субэвальных условиях и сопровождалась частичным разрывом пребарбаремских рифовых построек [32, Enos, Freeman, 1978; Sheridan et al., 1978]. Отсюда общий размах послебарбаремских нисходящих движений в точке 392 составляет 2600—2700 м.

В пределах Блейк-Багамской котловины, в точке 391, были достигнуты отложения нижнего титона [32, Benson et al., 1978]. Верхние 649 м разреза представлены известковистыми и алевролитовыми глинами плейстоценового возраста (0—155 м) и чередующимися нанолами, глинами, аргиллитами (в том числе ко-селонистыми), алевролитами, мергелями, известняками и мелом миоцена. В нижней части толщ встречены глауконитсодержащие породы.

Миоценовые наносы отделены от позднемеловых пачкой не охарактеризованных фауной аргиллитов с прослоями мела и глауконитовых песков. В формировании ближе не расчлененного верхнего мела (687—829 м) участвуют аргиллиты и глинистые алевролиты. Под ними в интервале 829—1219 м лежат осадки раннего альба — позднего берниаса: переслаивающиеся аргиллиты, глинистые сланцы, известняки, калькарениты и в самых низах доломиты. Ниже 1219 м в дублирующей скв. 391 С вскрыта почти 200-метровая толща пестроцветных и глинистых известняков с редкими прослоями аргиллитов. Эта толща отнесена к раннему берниасу — раннему титону [32, Benson et al., 1978].

Позднеюрские осадки в точке 391 накапливались выше уровня компенсации аргонита, на глубинах от 1000 до 2000 м [32, Vaughan, 1978]. В начале раннемеловой эпохи дно бассейна испытало поднятие и отложения раннего несома формировались в пределах шельфа [32, Freeman, Enos, 1978]. Возможно, что возмещение дна бассейна относилось здесь к концу юры, причем не исключено, что оно происходило не только в районе точки 391, но и в значительной части океанического ложа в пределах Северо-Американской котловины. Это предположение подтверждается пыльным расцветом мелководной наофлоры в отложениях поздней юры и раннего мела, развитых в западной части котловины. В скважинах, расположенных в этой акватории и достигших поздней юры — нижних горизонтов раннего мела, устойчиво фиксируются обильные нанокониды [32, Roth, 1978; 32, Wind, 1978]. Эта характерная мелководная ассоциация во всех разрезах резко исчезает не позже начала аптского века, что может свидетельствовать об углублении бассейна, начиная с барремского века, и об отложении апт-позднемеловых осадков уже ниже уровня карбонатной компенсации, т. е. ниже 3000 м [32, Tucholke, Vogt, 1979]. Встречающаяся в апт-альбских слоях мелководная наофлора, по-видимому, является аллохтонной [32, Schmidt, 1978].

Амплитуда послебарбаремских нисходящих движений ложа

Блейк-Багамской котловины в точке 391 достигает 6000 м, из которых около 1200 м компенсированы осадками.

По данным У. Бенсона и др. [32, 1978], скв. 393 и 394, забуренные недалеко от точки 391, были остановлены в плейстоценовых (первая) и в миоценовых (вторая) отложениях. Плейстоценовые отложения в точке 393 представлены глинами и известково-глинистыми илами, в скв. 394 — нанолами и алевролитами глинами. В последней скважине отложения миоцена, вскрытые в интервале 279—364 м, представлены главным образом мелом с прослоями аргиллитов, глини, известковистых глини и брекчий.

В проливе Провиденс, севернее о-ва Нью-Провиденс, была заложена скв. 98 [32, Hollister et al., 1972]. Она прошла 18 м плейстоцен-верхнемиоценовых илов, под которыми в промежуток 18—94 м залегают верхнемиоценовые илы, частично глауконитовые. Верхний миоцен ложится со стратиграфическим перерывом на верхний олигоцен, также сложенный глауконитсодержащими илами (94—102 м). В интервале 130—241 м были вскрыты верхнеэоцен-верхнеалеоценовые илы и мел, а от 272 до 357 м — кампанские илы, мел, известняки и фораминиферные пески с градационной слоистостью. В этих слоях обнаружены рудиты, и крупные фораминиферы (близкие к фауне фораминифер из верхнего мела Западной Европы), и мелководная наофлора (*Kamptnerius magnificus*).

В период 4-го рейса «Гломар Челленджера» были пробурены две скважины на юге Северо-Американской котловины. Из них точка 28 попала на вал, обрамляющий с севера желоб Пуэрто-Рико, а 27 — на абиссальную равнину крайнего юго-восточного угла котловины.

По данным Бадера и др. [32, 1970], в скважине 28 вскрыты (57—245 м) верхне-среднеэоценовые глины, известковистые глины, известковистые и глинистые алевролиты. Под ними на глубине 276—283 и 345—354 м залегают не содержащие фауну известковистые глины и аргиллиты, а в интервале 400—404 м — относимые условно к верхнему мелу глины и глинистые сланцы.

Бадер и другие исследователи считают, что в этой точке в позднем мелу глубина была близка к той, на которой располагалась уровень карбонатной компенсации. Учитывая данные И. Премоли Силвы, А. Боэрмы, Б. Тухолки и др. [32, Premoli Silva, Boersma, 1977; 32, Tucholke, Vogt, 1979] о положении этого уровня в верхнемелом океане Западной Атлантики на глубине около 2700 м, глубину позднемелового бассейна для точки 28 можно считать равной или несколько меньшей 2700 м.

В точке 27, по данным тех же исследователей, в верхней части разреза лежат глины без фауны. В интервале 235—254 м обнаружены нижнемиоценовые глины и известковистые глины с прослоями песков, на глубине 369—378 м — верхнеолигоценные глины с пластами мергелей и известняков, а в призабойной час-

ти скважины — верхнеэоценовые радиоларневые аргиллиты с градационной слоистостью.

По мнению У. Хей [32, 1970], в эоценовое время в этой точке была глубина несколько меньшей глубины уровня карбонатной компенсации. Согласно У. Бенсону и др. [32, 1970], разрез, вскрытый скв. 27 по литологии очень близок к разрезу одноэоценовой формации Океан Барбадоса. Одни ученые предполагают, что она сформировалась на глубине 1000—1500 м, а другие определяют ее генезис как абиссальный.

Выводы. 1. Приведенный обзор данных показывает, что в позднем мезозое и кайнозое в пределах Северо-Западной Атлантики существовала более сложная тектоническая обстановка, чем на Северо-Атлантическом хребте. Если на этом хребте все скважины вскрывают мелководные (или относительно мелководные) отложения (иногда очень молодые), то в рассматриваемой акватории в скважинах, оставленных в сравнительно молодых осадках, и в тех, что вскрывают раннекайнозойские и позднемезозойские отложения, устанавливается обстановка достаточно глубокого океана.

Следует подчеркнуть, что почти во всех скважинах, расположенных на северо-западе Атлантического океана, неоген-четвертичные отложения представлены лукобоводными фашиями.

Исключением являются разрезы по точкам 4,5, 98, 111, 113, 382, 389, 391, 394 и 407. В первой точке в основании осадочной толщи вскрыты пузырчатые доолигоценовые (скорее всего эоценовые, одноэоценовые наиболее широко развитым в Британно-Арктической трапповой провинции) базальтовые лавы. Это обстоятельство указывает, что глубина бассейна, на дне которого проходили излияния, была, по оценкам разных специалистов меньше 1000 или 600 м. У. Даффилд [32, 1979] считает, что лавы в районе точки 407 изливались на глубине 1000—1500 м. Однако скорее всего она была значительно меньшей и не превышала 200 м. Такое заключение подтверждает присутствие в залегающих на лавах олигоценовых и раннемиоценовых отложениях мелководной фауны и флоры, обильного глауконита, хорошо окатанной гальки и гравия. Отсюда амплитуда посленижнемиоценового погружения точки 407 может быть оценена в 2500—2600 м.

В точке 111 почти весь разрез от средней юры до раннего плиоцена образован либо субархальными угленосными (доггер), либо шельфовыми отложениями с глауконитом и мелководной нанофлорой (ранний мел — ранний плиоцен). Океаническое ложе в районе точки 111 начало испытывать опускание примерно в середине плиоцена, и его размах к настоящему времени достиг 1800—1900 м.

Плейстоценовые глины с обломками угля, кварцевые пески и алевроиты с глауконитом и остатками пеллеципод, позднелиоценовые глины с глиняными и аргиллитовыми окатышами, позднемелиоценовые глины с обильным растительным детри-

том (точка 382) — все это указывает на мелководную обстановку, существовавшую здесь с позднего миоцена до плейстоцена, и последующие погружения на 5500—5600 м.

В западной части Северо-Западной Атлантики сравнительно недавние погружения дна предположительно устанавливаются для точек 4, 5, 98, 113, 389, 391, 394.

Если учитывать положение скв. 389 на подводном плато Блейк, а также присутствие в плейстоценовых отложениях скважины фораминиферных песков с раковинами моллюсков и гастропод, прослоев гравийников и наличие глауконита, то весьма правдоподобным становится предположение о послесреднеплейстоценовом опускании ложа океана в этом районе с амплитудой около 2500 м. Однако нельзя исключить, что плейстоценовые осадки накапливались на больших глубинах, а глауконит и мелководная фауна аллохтонны.

Очень сложная последовательность тектонических движений океанического ложа устанавливается в точке 391.

В раннем титоне накопление карбонатно-терригенных осадков происходило здесь на батнальных глубинах (1000—2000 м). Во второй половине титона дно океана испытало поднятие и карбонатные породы позднего титона — неокома формировались в обстановке шельфа. В барреме шельф начал погружаться и осадки апт-альба отлагались в условиях близких к уровню карбонатной компенсации на глубинах несколько меньших 3000 м. Условия нижней батнали — верхней абиссали, по-видимому, сохранялись в точке 391 в течение всего позднего мела и большей части палеогена. В конце палеогена или начале миоцена океаническое ложе испытало новое поднятие, приведшее к восстановлению шельфовых глубин. Очередная стадия опусканий, захвативших этот район, скорее всего приходится на конец миоцена. После этого океаническое дно опустилось на 5100 м, из которых 150 м были компенсированы осадками.

Фашиальная принадлежность плейстоцен-плиоценовых (скв. 4), плейстоцен-олигоценовых (точка 5) и миоценовых (точка 98) осадков проблематична. Присутствие в разрезе скв. 4 калькаринитов, содержащих крупные фораминиферы, калькаринитов (точка 5) и глауконитовых илов (точка 98) позволяет предположить возможность формирования перечисленных отложений в обстановке шельфа.

Еще одна точка, для которой можно допустить погружение океанического ложа в конце миоценовой эпохи, — 394 лежит на плато Блейк. Значительный объем карбонатных пород в разрезе нижнего неогена этой скважины, по-видимому, свидетельствует, что в миоцене здесь существовали условия нижней батнали с глубинами несколько меньшими глубин уровня карбонатной компенсации. В этом случае послемелиоценовое опускание равно 2000—2300 м.

Последняя точка, в которой, возможно, присутствует мелководный миоцен, — 113 лежит в центре Лабрадорской котлови-

ны. По данным А. Лоутона и др. [32, 1972], в миоценовых слоях этой скважины обнаружены мелководные баянусы, по-видимому принесенные сюда мутьевыми потоками.

Большее число точек вскрывает палеогеновые отложения, либо безусловно мелководные, либо формировавшиеся на глубинах меньших современных. К первым относятся точки 8, 108, 111, 407, ко вторым — 4, 5, 7, 112, 387.

Обстоятельства, позволяющие считать палеогеновые отложения точек 111 и 407 осадками мелководной фации, были указаны ранее. Отмечалось, что эти точки оставались устойчиво поднятыми в течение большей части послепалеогенового времени. Палеогеновые отложения точки 8 содержат пласты глауконитовых алевроитов, на основании чего послезоценовое опускание дна в районе этой скважины должно иметь амплитуду около 5500 м.

В скв. 108, пробуренной на континентальном склоне, выявляется ситуация как послезоценового опускания на 1800 м, так и устойчивого сохранения здесь с эоцена до наших дней шельфовой обстановки. Такой парадокс легко объяснить, если вспомнить, что в этой точке эоцен перекрыт олигоцен-четвертичными шельфовыми отложениями, слагающими верхнюю часть материкового уступа.

Если в перечисленных точках ситуация ясна, то по разрезу скв. 4 нельзя высказать однозначное суждение об обстановке, существовавшей здесь в палеогене; в разрезе отсутствуют палеогеновые и миоценовые отложения. Выпадение этих слоев, наличие ниже и выше стратиграфического перерыва мелководных осадков позднемелового и раннеплиоценового возраста как будто бы позволяют предположить, что перерыв в осадконакоплении был обусловлен поднятием и размытием, однако это необходимо еще обосновать. Поэтому эта точка отнесена к числу тех, в которых с конца раннего маастрихта устойчиво сохранялись глубины близкие к современным.

В точке 27, по заключению У. Хейя [32, 1970], в эоцене существовали глубины нижней батнаги, что указывает на последующее погружение на 2500—3000 м, из которых около 450 м были компенсированы осадками. Сопоставление эоценовых слоев разреза в точке 27 с формацией Океан Барбадоса [32, Benson et al., 1970], как уже отмечалось, приводит к противоречивым выводам.

В скв. 6, не вышедшей из эоценовых отложений, возможно, вскрывается вблизи забоя мелководная фация, поскольку в этой части разреза залегают калькарентиты, сменяющиеся вверх глауконитосодержащими песками. Фациальная принадлежность эоцена (скв. 7), несмотря на присутствие в его низах песков с глауконитом, остается неясной. Наличие автохтонного глауконита позволяет говорить о погружении, начавшемся в эоцене и достигшем за 40—45 млн. лет 5500 м, аллохтонный глауконит не исключает возможность того, что с эоцена глубина океана в точке 7 была близка к современной.

Палеогеновые отложения скв. 387 скорее всего накопывались на значительной глубине. Об этом свидетельствуют широкое развитие в них кремнистых и полное отсутствие карбонатных пород. Встречающийся в палеогеновых и эоценовых слоях рассеянный глауконит, по всей вероятности, является аллохтонным.

По данным А. Лоутона и других исследователей, эоценовые отложения разреза в точке 112 формировались в глубоководной обстановке, что подтверждается глубоководным обликом нанофоры, обнаруженной в эоценовых слоях этой скважины [32, Burky, 1972; 32, Laughton et al., 1972].

Следующая группа точек включает скважины, вскрывающие отложения позднего и раннего мела. Число скважин с мелководными фациями мелового возраста заметно превосходит таковое скважин, в которых встречены неоген-четвертичные или палеогеновые осадки сходного генезиса (4, 5, 10, 28, 98, 99—101, 105, 111, 382, 384—387, 390, 391, 392).

В точке 4 отложения в стратиграфическом интервале от готеривского яруса до маастрихта представлены осадками рифовой литорали. Валажский ярус в этой точке, по-видимому, представлен осадками батнальной зоны.

По скв. 5 можно реконструировать довольно сложную последовательность вертикальных движений океанического дна в меловом периоде. Так, в валажском веке, здесь существовали условия нижней батнаги с глубинами несколько меньшими глубины уровня карбонатной компенсации (2500—2700 м). Опускания готеривского века в барреме сменялись поднятиями, выведшими точку выше уровня карбонатной компенсации. В апте, альбе и раннем сеномане район испытал новое погружение, на смену которому в туроне пришли восходящие движения. В позднегуронское — раннесантоновое время океаническое дно в районе точки 5, по-видимому, располагалось на уровне нижней батнаги.

Судя по наличию фауны остракод в кампанских слоях точки 10, глубины кампанского бассейна не превышали 1000 м, а по данным К. Перч-Нилсен [32, 1972], даже 600 м. К маастрихту произошли опускания примерно на 2000 м. Из анализа разреза в точке 28 установлено, что в позднемеловую эпоху здесь существовали глубины около 2500—3000 м, а послемеловое погружение дна составило 2300—3400 м, из которых 400 м компенсировались осадками.

По данным Ч. Холлистера и др. [32, 1972], в точке 98 кампан представлен мелководными известняками, илами и песками с рудистами и мелководными коколитами. В послекампанское время в этом месте произошло погружение от шельфовых глубин до батнальных.

Глубина формирования раннемеловых (готерив-барремских) осадков в точке 99 неясна. Возможно, что они накопывались в литоральных условиях, хотя более вероятно обстановка батнаги. Батнальные глубины, по-видимому, существовали в валажский

ском веке и в районе скв. 100. В точке 101 раннемеловые известняки, железистые породы, илы и глины, по Х. Лютербахеру [32, 1972], отлагались на глубине около 2000 м, что показывает амплитуду посленижнемелового погружения дна 3500 м; из них 700 м компенсированы осадками. Однако присутствие в раннемеловых отложениях мелководной наофлоры может свидетельствовать о значительно меньшей глубине раннемелового бассейна в этой точке, и тогда размах посленижнемелового опускания океанического ложа составит 5000—5500 м.

Шelfовые условия устанавливаются для валанжинского и готервиского веков по разрезу скв. 105. Отложения этого возраста насыщены остатками аммонитов, двусторчатых и мелководной наофлоры. В барреме этот участок дна начал опускаться. Погружение, по-видимому, резко усилилось в конце барремского века, и за послебарремское время его амплитуда составила 5600 м, из которых 400 м были компенсированы осадками.

Наличие в основании разреза точки 111 континентальных осадков доггера позволяет считать, что выпадение отложений от батского до аптского яруса включительно произошло благодаря длительному субаэральному размыву. В альбском веке район скважины испытал слабое погружение и до конца маастрихта здесь накапливались литоральные отложения. Как уже отмечалось, литоральная обстановка сохранялась в этом районе в течение всего палеогена и неогена.

Во второй половине раннемеловой и в течение большей части позднемеловой эпох на месте северной части современной Северо-Американской котловины существовало неглубокое море. На это указывает разрез скв. 382, в котором в отложениях сантона — маастрихта отмечены сортированные брекчии, слои песчанников и алеволитов с глиняными окатышами и обломками раковин двусторчатых моллюсков (*Inoceramus*). В разрезе, в районе точки 384, отложения в стратиграфическом диапазоне от апта до сантона включительно представлены фацией коралловых рифов. В маастрихте литоральные условия, по-видимому, сменились батиальными. Общий размах послесантонского опускания в этой точке составляет 4000 м. Из них около 100 м были компенсированы осадками.

Меловой мелководный бассейн северной части современной Северо-Американской котловины переходил в западном и юго-западном направлениях в относительно глубоководный, располагавшийся на месте нынешней Бермудской возвышенности. Основываясь на данных разрезов (точки 385, 386, 387, 417 и 418) в границах этой акватории устанавливаются батиальные условия, существовавшие с валанжина (387), раннего апта (417, 418), раннего альба (386) и коньякского века (385). В первой из этих точек батиальная обстановка просуществовала до раннего баррема, после чего, судя по исчезновению из разреза карбонатных пород, начались опускания, достигшие за послебарремское время 2300—2500 м. Во второй батиальные глубины,

по-видимому, сохранились до раннеокеанского времени. При последующем опускании на 2700—2900 м было компенсировано осадками 750 м. В точке 385, лежащей в районе, где в позднем мелу происходил интенсивный вулканизм, можно предполагать условия нижней батиаии для доконьякского времени. С коньякского века погружение этого района, по-видимому, усилилось и глубина достигла 2400—2700 м (с компенсацией 250 м осадками).

В западной части рассматриваемой акватории, на плато Блейк, из разреза скв. 390 определяется обстановка барьерного рифа, существовавшая в добарремское время. Начиная с барремского века и до эоцена, здесь существовали условия верхней батиаии с глубинами около 500 м.

В точке 392 в начале неокома располагалась коралловая банка, испытывавшая осушение в барреме. Опускания, возникшие в барремском веке, привели к перемещению поверхности плато на уровень средней батиаии.

В точке 391 (Блейк-Багамская котловина) в раннеокеанское время существовала шelfовая обстановка. В барреме океаническое ложе испытало погружение на уровень карбонатной компенсации.

Отложения юрской системы были вскрыты только в семи скважинах. Однако, несмотря на столь незначительное число точек, в каждой из них для юрского времени вполне надежно устанавливается несравненно более высокие батиметрическое положение, чем наблюдаемое в настоящее время.

В точке 111 в среднеюрскую эпоху существовали субаэральные условия и происходило формирование углей, в точках 99, 100, 105 и 392 в малые была заведомо мелководная обстановка. В точках 100 и 105 глубина не превышала 200 м, а в 99 и 392 была еще меньшей и характерной для коралловой литорали. Наконец, в точках 4 и 391 в титоне глубина хотя и превосходила указанную, но все же значительно уступала современной. Дно титанского океана лежало выше уровня карбонатной компенсации. Так, в точке 391 глубина раннеальбского бассейна не превышала 1000—2000 м [32, Bourbon, 1978].

Исхода из этого амплитуда послебайосского погружения точки 111 будет равна 2000 м, для скв. 100 послетитонское опускание составит 5600 м, в точках 99, 105 и 392 за то же время — 5000, 5500 и 2900 м соответственно. Амплитуда послетитонских нисходящих движений в точках 4 и 391 равна 2800—3000 и 6200 м. Из последних (точка 391) 1250 м были компенсированы осадками. Таким образом, в пространстве и стратиграфическом размещении мелководных осадков можно отметить некоторые общие закономерности.

а. При группировке скважин по возрасту вскрываемых ими призабойных отложений обнаруживается, что по мере перехода от молодых осадков к более древним неуклонно возрастает относительное значение разрезов, содержащих шelfовые и ба-

тиальные осадки, формировавшиеся на глубинах меньших, чем современные.

Этот рост происходит параллельно с уменьшением числа скважин в каждой более древней (сравнительно с предшествующей) возрастной группе. Это, казалось бы, должно было приводить к снижению представительности данных, относящихся к сравнительно древним осадкам, и большей вероятности возникновения значительного разброса их фацальной принадлежности, не укладывающегося в рамки какой бы то ни было закономерности.

В действительности этого не происходит. Относительное значение разрезов с мелководными отложениями в различных возрастных группах подчиняется четкой зависимости, ни в малейшей степени не нарушающейся при переходе к более древним отложениям, т. е. по мере перехода к возрастным группам, вскрытым все меньшим числом скважин. В общей форме эта зависимость такова: чем древнее отложения, тем больше вероятность того, что они будут представлены мелководными или относительно мелководными фациями.

Такие соотношения указывают на достаточную представительность полученных результатов.

Если проанализировать данные по скважинам, пробуренным в акватории северо-западной части Атлантического океана, то окажется, что неоген-четвертичные отложения вскрыты во всех 39 точках, палеоген обнаружен в 29 из них, отложения верхнего и нижнего мела установлены в 19 точках, в юрские — в 7. В первой группе автохтонные осадки, накопившиеся на глубине заведомо меньшей, чем современная, могут быть выделены в некоторых случаях условно, в 10 скважинах, что составляет 25,8% от их общего числа. В группе точек с палеогеновыми отложениями аналогичные осадки встречены также в 10 случаях, что равняется уже 34,5% от общего количества скважин (в группе). В третьей группе мелководные отложения обнаружены в 15 точках, что составляет 80% всех скважин, достигших меловых слоев. Наконец, в последней группе мелководные (или батинальные, накопившиеся на глубинах меньших нынешних) осадки обнаружены во всех скважинах, вскрывших юрские отложения.

С позиции новой глобальной тектоники указанные величины и их соотношения кажутся непонятными. Во-первых, неясно, как объяснить присутствие мелководных зон, удаленных на тысячи километров от оси срединного хребта в неоген-четвертичном океане, незначительно отличающемся по ширине от современного. Ведь в соответствии с моделью тектоники плит в океанических акваториях, отстоящих достаточно далеко от рифтовой зоны, следует ожидать абиссальных глубин, возникающих при отодвигании литосферных плит от срединного хребта в результате их охлаждения и уплотнения. Неоген-четвертичные мелководные осадки (точки 4, 389, 396) явно не согласуются с этой схемой.

Если считать, что рельеф Срединно-Атлантического хребта в

течение последних 150 млн. лет характеризовался продольной гипсометрической расчлененностью, сходной с современной, то гипотеза тектоники плит не объясняет корреляцию возраст осадков — фацальная принадлежность. Более того, приходится признать, что такая корреляция противопоставлена модели спрединга. В рамках ее, в каждой возрастной группе, отношение общего числа точек к числу тех, в которых присутствуют мелководные отложения, было бы случайным, а значения этих отношений для отдельных групп, взятые вместе, не образовывали бы закономерного ряда, характеризующегося последовательным возрастанием роли точек с мелководными осадками по мере увеличения абсолютного возраста последних.

Между тем полученные отношения нельзя отнести к случайным. Они свидетельствуют о постепенном, длительно развивавшемся процессе расширения и углубления океана по меньшей мере с конца юрского периода. Присутствие в точках 4 и 391 батинальных отложений верхнеюрского отдела указывает, что отсчет этого процесса начинается не с позднеюрской эпохи, а с более раннего времени.

Взаимосвязь возраста осадков и частоты их выраженности мелководными фациями становится понятной, если допустить, что процесс формирования Северо-Западной Атлантики начался образованием эпиконтинентального бассейна и продолжался постепенным расширением и углублением его. Он мог начаться также заложением нескольких изолированных друг от друга бассейнов, позднее слившихся и образовавших ту единую обширную глубоководную котловину, которой является эта часть Атлантического океана.

Это утверждение, казалось бы, можно опровергнуть. Подобную корреляцию можно объяснить, если допустить, что осевая зона Срединно-Атлантического хребта в юрское время на всем своем протяжении была приподнята выше современного уровня и образовывала единое протяженное мелководье. В последующем происходило постепенное и по простиранию хребта неравномерное погружение этой зоны, которое могло обусловить постепенное сокращение разрезов, сложенных мелководными осадками.

В принципе такой механизм вполне допустим, однако реализация его должна была бы обусловить четкую пространственную организацию мелководных осадков разного возраста, в соответствии с которой наблюдалась бы прямая зависимость между возрастом этих отложений и их удаленностью от срединно-океанического хребта, т. е. корреляция согласно новой глобальной тектонике. Однако, как будет показано, такая корреляция отсутствует, что однозначно свидетельствует против вероятности рассматриваемого объяснения.

б. В ряде скважин устанавливается совместное присутствие разновозрастных осадков, формировавшихся на глубинах, заведомо меньших современных, а часто близких к шельфовым.

В точке 111 они вскрыты на трех стратиграфических уровнях

(плиоцен, эоцен — альб и догер). Два первых раздела перерывом, а мелководные отложения альбского яруса отделены от континентального доггера пачкой пород неуставленного возраста и генезиса. Сходные соотношения разновозрастных мелководных накоплений отмечены в точке 4, где они встречены в плиоцене и маастрихт — готериве. Как и в разрезе скв. 111, шельфовые осадки позднего кайнозоя подстилаются мелководным мезозоем.

В других скважинах мелководные отложения, не будучи разделены перерывами, все же охватывают значительные стратиграфические интервалы. Так, в точках 5 и 407 такие осадки занимают стратиграфические диапазоны от плиоцена до олигоцена и от плейстоцена до олигоцена соответственно. В точке 99 установлен непрерывный разрез мелководных отложений от оксфорда до баррема, в скважине 105 — от оксфорда до готерива и в 104 — от валанжина до нижней сеномана включительно.

Присутствие в одних и тех же разрезах мелководных отложений широкого возрастного диапазона вступает в противоречие с идеей новой глобальной тектоники о постепенном и равномерном погружении литосферных плит по мере их отодвигания от оси спрединга.

Материалы, полученные при бурении, показывают, что эти гипотетические плиты если и отодвигались от оси спрединга (что еще требует специального обоснования), то в ряде случаев их распыливание не сопровождалось опусканием. Так, в точке 4 шельфовая обстановка сохранялась примерно 135—140 млн. лет, в точке 111 — около 160 млн. лет, а в остальных мелководные условия существовали 35—45 млн. лет.

Таким образом, точки 4 и 111 практически в течение всего времени следования от оси спрединга к современной позиции оставались устойчиво поднятыми и испытали резкое опускание только в плиоцене или в плейстоцене. В точках 5 и 407 шельфовые глубины также сохранялись на всем пути от рифтовой зоны. Поверхность литосферной плиты в других точках оставалась поднятой меньшее время, но и в течение его эти точки должны были пройти 1/4—1/3 расстояния от оси срединного хребта до своей современной позиции, прежде чем они испытали заметное погружение.

Эти данные заставляют усомниться, как в существовании крупных горизонтальных перемещений литосферных плит, так и в реальности их опускания, согласно тектонике плит сопутствующего горизонтальным движениям.

в. Несоответствие наблюдаемых траекторий вертикальных движений отдельных точек литосферных плит тем осредненным кривым, которые возможны для описания этих движений, согласно новой глобальной тектонике, сохранится и в том случае, если предположить, что перерывы, установленные в разрезах 4 и 111, обусловлены не субархальным разрывом, а резким погружением океанического ложа, сопровождавшимся почти пол-

ной приостановкой осадконакопления. Такое толкование природы наблюдаемых перерывов вполне допустимо, но признание его не только не объясняет отмеченных противоречий, но и приводит к новым.

Дело в том, что в соответствии с моделью спрединга вертикальные движения литосферных плит, перемещающихся в горизонтальном направлении, хотя и характеризуются изменчивостью по темпу и знаку, но все же колебания высоких порядков, по мнению сторонников мобилистской концепции, могут надежно аппроксимироваться некоторой идеальной кривой (для отрезков времени от 10 млн. лет и выше), по отношению к которой на наблюдаемой кривой не обнаруживается резких и неупорядоченных отклонений.

Между тем сопоставление таких аппроксимированных кривых, составленных различными исследователями, с реальными траекториями, проведенное для ряда точек в пределах северо-западной части Атлантического океана, помогает обнаружить резкие различия между ними, имеющие случайный характер.

На рис. 2 дано сопоставление нескольких осредненных кривых вертикальных движений тех или иных точек литосферных плит, рассчитанных по изменению уровня карбоонатной компенсации за последние 140 млн. лет [24, Berger, 1973] и 65—70

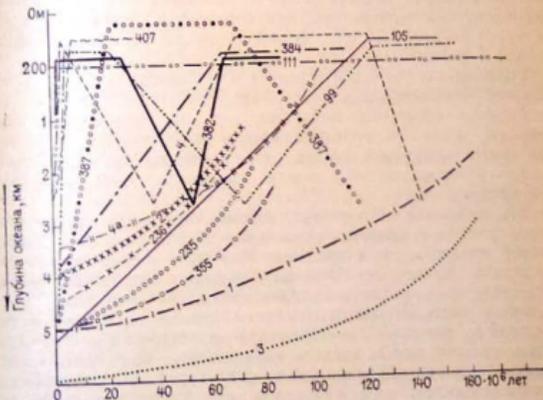


Рис. 2. Сопоставление теоретических и эмпирических кривых, характеризующих изменение глубины океанического ложа за последние 180 млн. лет.

1—3 — теоретические кривые: 1 — по У. Бергеру [24, Berger, 1973]; 2 — по У. Бергеру [40, Berger, 1972]; 3 — по Б. Парсонсу и Д. Скэлтерю [35, Parsons, Slater, 1977]; 255, 236 — для точек глубоководного бурения в Индийском океане, по Э. Винсент [32, Vincent, 1974]; 4 — для точек глубоководного бурения в Атлантическом океане, по Д. Скэлтеру, У. Бергеру и др. [35, Slater et al., 1971]; 40, Berger, 1972; 214, 1973]; 4, 99, 105, 111, 355, 382, 384, 387, 407 — кривые, характеризующие реальную последовательность вертикальных движений океанического ложа в соответствующих точках глубоководного бурения

млн. лет [32, Berger, 1972; 32, Vincent, 1974], и реально наблюдаемых траекторий для точек 4, 99, 105, 111, 355, 382, 384, 387, 407.

Если первые кривые показывают плавное увеличение глубин за указанные отрезки времени и увеличение, функционально связанное с расстояниями точек от оси спрединга, то вторые такой функциональной зависимости не обнаруживают. Движения, представленные кривыми У. Бергера и любыми другими кривыми, составленными по той же методике (см. рис. 2), сводятся в целом к плавным, длительно развивающимся опусканиям.

В отличие от концептуальных реальные траектории вертикальных движений точек 4, 99, 105 и др. к таким плавным опусканиям несводимы. Вертикальные движения этих точек характеризуются резкими и одновременными изменениями знака и темпа и ни о каком подобии их нисходящим движениям изображаемым идеальными кривыми, не может быть речи.

Как видно, это несоответствие сохраняется независимо от интерпретации природы перерывов. Кривые, построенные на основе предположения о связи перерывов осадконакопления с эпохами субазрального размыва (точка 111), и кривые, проведенные согласно представлению об обусловленности перерывов погружениями точек на абиссальные глубины (точка 4), резко отличаются от теоретических по тектонике плит. Эти различия настолько значительны, что ставят под сомнение идею плавного погружения литосферных плит по мере их удаления от оси спрединга.

Если же учесть, что в точках 4 и 111 после длительных перерывов возобновлялось накопление мелководных осадков, то необходимо объяснить механизм, который обеспечивал бы поднятие оставшей, уплотнившейся и опустившейся литосферной плиты до уровня океана, т. е. на несколько километров. Можно утверждать, что модели спрединга такой механизм противопоказан.

Все сказанное не означает, конечно, что под сомнение ставится факт постепенного увеличения глубины уровня карбонатной компенсации в пределах Мирового океана в течение последних 150 млн. лет. Речь идет только о том, что нет специфических причин, заставляющих связывать снижение этого уровня с постепенным погружением литосферных плит в результате их остывания и уплотнения при удалении от оси спрединга, как нет причин считать увеличение глубины уровня карбонатной компенсации признаком реальности распадающихся, уплотняющихся и погружающихся плит. Такое же снижение уровня карбонатной компенсации будет наблюдаться и вне связи с движущимися плитами, в результате прогрессирующего увеличения глубин океанических впадин.

Подчеркнем, что если осредненные гипотетические кривые характеризуют вертикальные движения, резко отличающиеся от вертикальных движений земной коры в пределах материков

однонаправленностью и равномерно затухающей интенсивностью, то наблюдаемые траектории показывают движения, очень близкие по амплитудам и последовательной смене знака к движениям некоторых континентальных областей. Первые от вторых разнятся только ясно выраженной некомпенсированностью прогибаний.

2. При бурении в северо-западной части Атлантического океана выявлены две акватории, в которых относительно глубоководная обстановка существовала уже в допозднеюрском и в меловом времени. Зона позднеюрских батинальных глубин намечается в юго-западном углу Северо-Американской котловины в пределах абиссальной равнины Нарес (точки 4 и 391), а меловой бассейн с глубинами несколько меньшими уровня карбонатной компенсации (точки 385, 386, 387), по-видимому, лежал вблизи современных Бермудских островов.

Конечно, при современном уровне изученности Северо-Западной Атлантики рано говорить о том, что в этой акватории располагаются наиболее древние глубоководные зоны, как невозможно уверенно наметить очертания этих зон. Не исключено, что в дальнейшем при проведении буровых работ в этой части океана обнаружат и другие древние абиссальные зоны. Но уже на данном этапе исследований очевидно, что присутствие в соседних точках одновозрастных отложений мелко- и глубоководной фаций, а также смена (точки 4, 387 и 391) батинальных отложений более молодыми мелководными свидетельствами об избирательности, неравномерности и прерывистости процесса формирования глубоководных океанических котловин.

#### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В этой части океана к сентябрю 1978 г. во время 2, 12, 13, 14, 41, 47А, 48 и 49-го рейсов было пробурено 29 скважин (см. рис. 1). Сведения о точках бурения приведены в табл. 7 в последовательности, соответствующей их размещению от плато Роколл на севере до островов Зеленого Мыса на юге.

В северо-западной части *Западно-Европейской котловины*, в скв. 115, по данным А. Лоутона и др. [32, 1972], были вскрыты отложения плейстоцена, представленные туфогенными песками и глинами. Пески частично косослойные с глиняными окатышами, обильными фораминиферами, нанофлорой и раковинами моллюсков.

К юго-востоку от этой точки были пробурены четыре скважины (403—406). Сква. 403 и 404 достигли позднеэоценовых (?) осадков, скв. 405 была остановлена в раннеэоценовых слоях, а 406— в среднеэоценовых [31, 32, Montadert et al., 1976, 1979; 32, Roberts et al., 1979].

Во всех этих точках обнаружены плейстоцен-плиоценовые фораминиферные, нановые и фораминиферо-нановые или

Таблица 7

Точки глаубоководного бурения в пределах северо-восточной части Атлантического океана

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		дна	забоя	
115	58°51' с. ш., 21°07' з. д.	2883	228	Плейстоцен
403	56 08 » » 23 18 » »	2317	489	Поздний палеоцен (?)
404	56 03 » » 23 15 » »	2322	389	То же (?)
405	55 20 » » 22 03 » »	2974	407	Ранний эоцен
406	55 15 » » 22 05 » »	2907	831	Средний эоцен
116	57 30 » » 15 15 » »	1151	854	Поздний эоцен
117	57 20 » » 15 24 » »	1038	313	Поздний палеоцен
399	47 23 » » 09 13 » »	4414	72,5	Плейстоцен
400	47 23 » » 09 12 » »	4399	77,5	Поздний апт
401	49 23 » » 08 49 » »	2504	341	Кимеридж — ранний титон
402	47 52 » » 08 50 » »	2355	469	Ранний апт
118	45 03 » » 09 01 » »	4901	761	Поздний палеоцен
119	45 01 » » 07 59 » »	4447	711	Ранний палеоцен
398	41 00 » » 11 20 » »	3890	1740	Баррем — готерив
120	36 41 » » 11 26 » »	1711	253	Баррем
135	35 21 » » 10 25 » »	4152	689	Ранний апт
136	34 10 » » 16 18 » »	4169	313	Поздний апт
416А	35 50 » » 10 48 » »	4191	1624	Кимеридж (ранний титон)
370	32 50 » » 10 47 » »	4224	1176	Берриас
415А	31 02 » » 11 39 » »	2794	1079,5	Альб
397.	27 00 » » 15 00 » »	3000	1453	Готерив — валажжн
397А				
369	26 35 » » 14 60 з. д.	1762	488	Апт
139	23 31 » » 18 42 » »	3047	665	Ранний миоцен
368	17 30 » » 21 21 » »	4758	984	Альб
140	21 45 » » 21 48 » »	4483	651	Маастрихт
141	19 25 » » 23 60 » »	4148	298	Поздний миоцен
12	19 42 » » 26 00 » »	4667	218	Эоцен
137	25 56 » » 27 04 » »	5361	401	Поздний альб
138	25 55 » » 25 34 » »	5288	422	Кампан

мощностью от 65 м (405), 199 м (404) и 223 м (403) до 594 м (406).

В разрезе скв. 403 в плиоценовых илах рассеяна галька песчаников, алевролитов, гранулитов и амфиболитов. Эти слои подстилаются позднемiocеновыми илами. В скв. 403 в них, как и в вышележащих плиоценовых, отмечена галька известняков, базальтов, гранулитов, гранитов, кварцитов. В этой скважине верхнемiocеновые осадки ложатся со стратиграфическим перерывом на верхнеолигоценные илы и мел с глаукоцитом. В точке 404 в верхнемiocеновых слоях установлены растительный детрит и глаукоцит. Доверхнемiocеновый перерыв охватывает здесь еще больший, чем в скв. 403, стратиграфический интервал — от среднего миоцена до нижнего олигоцена включительно.

Полный разрез отложенный миоцена вскрыт только в точке 406 и представлен илами и мелом. В нижнемiocеновых слоях присутствует рассеянный глаукоцит. Мощность миоценовых

отложений, очень незначительная в точке 405 (около 9,5 м), увеличивается в скв. 404, 403 и 406 до 75, 152 и 371 м соответственно.

Олигоценные осадки установлены только в скв. 403 и 406. В первой мощность отложений равна 12 м, во второй 78 м, и представляются они мелом с глаукоцитом, обогащенным в разрезе скв. 406 многочисленными растительными остатками.

С переходом к среднеiocеновому (в точке 406 к верхнеiocеновому) ярусу фашии осадков во всех скважинах резко меняются. В скв. 403 средний — нижний эоцен и доэоценовые осадки, предположительно отнесенные к верхнему палеоцену, представлены переслаивающимися мелом, алевролитами, глаукоцитовыми алевролитами (до 39% глаукоцита) с остатками губок и криноидей, туфами с раковинами двусторчатых моллюсков, глаукоцитовыми туфоалевролитами, косослоистыми туфоалевролитами, вулканистными песками, лапиллиевыми конгломератами, известняками с обломками раковин гастропод и пелелипод. В основании разреза вскрыты хорошо сортированные кварцевые песчаники. Суммарная мощность пройденных верхнепалеоцен (?) - эоценовых осадков составляет 158 м, из которых на долю эоценового отдела приходится 137 м.

В скв. 404 нижний — средний эоцен и верхний палеоцен (?) образованы порцелланитами, глаукоцитовыми порцелланитами (до 30% глаукоцита), туфами, глаукоцитовыми алевролитами (глаукоцит от 5 до 50%), глаукоцитовыми туфоалевролитами, глинистыми известняками с глаукоцитом (от 4 до 38%), глаукоцитовыми песчаниками (до 15% глаукоцита), конгломератами с галькой кварцитов, песчаников, базальтов, кристаллических сланцев и туфоконогломератами. Эти слои содержат остатки устриц. Вскрытая мощность их близка к 190 м (161 м — эоцен, 29 м — палеоцен).

Туфоогенные породы палеоценового возраста, встречающиеся в разрезах скв. 403, 404, образованы пирокластическим материалом, минеральный состав которого неотличим от состава одновозрастных вулканитов Британо-Арктической провинции. Эоценовые туфы из тех же точек близки по возрасту и по составу к туфам, развитым в северной части акватории Северного моря и вблизи Шотландии [32, Harrington et al., 1979].

В точке 405 средний эоцен представлен преимущественно наноплами, иногда глаукоцитонаосными, которым подчинены мергелистые илы, известковистые алевролиты и мел. В сложении нижнего эоцена участвуют главным образом монотонные известковистые алевролиты. В интервале 207—264 м они содержат прослой крупногалечных конгломератов с гальками гранулитов, гнейсов, гранитогнейсов, базальтов и лейкократовых гранитов. Видимая мощность эоцена в разрезе скв. 405 составляет 342 м. В точке 406 вскрыт верхний и средний эоцен, представленные переслаивающимися мелом, иногда с примесью

глаукопита, окремленным мелом, известняками, мергелями, алевролитами и известковистыми [аргиллитами. Мощность этих осадков равна 159 м [31, 32 Montadert et al., 1976, 1979].

Прежде чем перейти к рассмотрению условий образования палеоэно (?)-зоновых накоплений, обнаруженных в точках 403—406, следует подчеркнуть, что результаты изучения расщепленной органики из этих пород достаточно определенно свидетельствуют об их автотонности [32, Doran et al., 1979; 32, Simoneit, 1979].

В четырех скважинах, пробуренных вблизи плато Роколд, верхи палеоэно (?) и эоноэ складываются мелководными отложениями. Обильный глаукопит, ассоциированный с мелководной фауной пеллеципод (в том числе устрий), гастропод и моллюсков, галечниками, конгломератами, конгломератными алевролитами, косослоистыми туфоалевролитами и кварцевыми песками, указывает, что глубины эоноэ нового бассейна в северной части современной Западно-Европейской котловины были близки к шельфовым. Этот вывод совпадает с заключением П. П. Тимофеева и других исследователей [32, Timofeev et al., 1979], установивших на основании детального микрофаунального анализа, что осадки нижнего эоноэ из разрезов скв. 403—405 накапливались в прибрежной мелководной обстановке [32, 1979].

Обнаружение остракод из палеоэноэ (?) и эоноэ новых осадков подтверждает начало постепенного погружения океанического дна у юго-западной оконечности плато Роколд уже в эоноэ. Остракоды, собранные в палеоэноэ и нижнеэоноэных слоях (точки 403 и 404) обитали на шельфе на глубинах меньше 150 м, или на глубинах 200—500 м, тогда как остракоды из среднеэоноэных накоплений тех же разрезов указывают на глубины средней батии (500—1000 м). Наконец, остракоды, обнаруженные в верхнеэоноэных слоях точки 406, образуют сообщество нижней батии с глубинами, превышающими 1000 м [32, Ducasse, Peyrouquet, 1979].

Сходные оценки получены по бентосным фораминиферам, диноцистам и нанофлоре. По данным Дж. Марри [32, 1979], бентосные фораминиферы из верхнепалеоэноэных — нижнеэоноэных отложений разреза скв. 403 обитали на шельфовых глубинах (100—180 м), а из среднего эоноэ-олигоценэ — на батинальных (250—600 м). В точке 406 глубина среднеэоноэного океана была большей и приближалась к 1000 м. Ассоциация диноцист, собранных в эоноэных слоях разрезов скв. 403—405, характерны для внешнего края шельфа и чрезвычайно близки к одновозрастным сообществам Англо-Парижского бассейна и Северных районов ФРГ [32, Costa, Downie, 1979].

Наконец, по К. Мюллер [32, 1979], нанофлора из эоноэных осадков точек 403, 404, сходная с эоноэной флорой из отложений Англии, Бельгии, Дании и северной части ФРГ, свидетель-

ствует об обстановке прибрежного мелководья с глубинами до 100 м.

Характерной особенностью эоноэных осадков, вскрытых всеми четырьмя скважинами, а также отложений олигоценэ (точки 403 и 406) и верхнего миоэноэ (точка 403) является присутствие в них глаукопитоносных пород. Изучение глаукопита показало, что по своему генезису он идентичен глаукопиту, широко развитому в одновозрастных осадках Англо-Парижского и Аквитанского бассейнов. Как и в континентальных областях, глаукопит из скв. 403—406 содержится в глаукопитизированных копритах, характерных для неритовой зоны, аутигенных разностях, осаждавшихся в открытом море на глубине 100—200 м, а также представлен глаукопитизированными обломками раковин фораминифер, пирокластических пород и слюд. Глаукопитизация слюд, возможно, развивалась в субаральной обстановке [32, Odin, 1979].

Погружение дна в районе точек 403—406, начавшееся в середине или конце эоноэ не было, по-видимому, равномерным. Точка 405 в раннем эоноэ, очевидно, располагалась рядом с областью размыва, откуда поступала крупная галька кристаллических пород. Вблизи этой точки и точки 404 дно океана, вероятно, достигло современного положения в эоноэ. В точке 406 возникшие в эоноэ опускания в олигоценэ сменились кратковременными поднятиями, во время которых накапливались глаукопитосодержащие слои. Суммарная амплитуда нисходящих движений дна в точках 404—406 достигает соответственно 2500—2600, 3100—3200 и 3500—3600 м.

Сложная последовательность движений океанического ложа устанавливается по разрезу в точке 403. Здесь поздние и последующие погружения были прерваны в конце олигоценэ поднятиями. Последние продолжались в течение всего миоэноэ и раннего плиэноэ и обусловили возникновение в районе точки 403 мелководной банки. На это указывают присутствие в разрезе верхнего миоэноэ и нижнего плиэноэ обильной гальки осадочных, метаморфических и магматических пород (базальты, гранулиты, граниты, кварциты), отсутствующей в точках 404—406, и характер плейстоэноэного разреза соседней точки 115 — ее глаукопитоносные косослоистые терригенные породы, содержащие глиняные окатыши и раковины моллюсков. Эти факты позволяют предположить, что еще сравнительно недавно в точках 115 и 403 располагалась зона шельфовых глубин, соседствовавшая с областью размыва.

Скважины, пробуренные на плато Роколд, также достигли эоноэных отложений.

В точке 116, по данным А. Лутона и др., в верхней части разреза были установлены плиэноэные илы с глаукопитом и остракодами мощностью 160 м. Под ними залегают мощная (538 м) пачка миоэноэных илов и мела с остатками рыб и остракод, глаукопитовых фораминиферово-нановых илов и илов

с обломками базальтов, кремневых и кварцитов. В интервале 698—810 м вскрыты галечный и глауконитовый мел и илы, датированные олигоценом, а в приобойной части скважины — мел с мелководными кокколитами верхнего эоцена [32, Perch-Nielsen, 1972].

Близкий разрез обнаружен в скв. 117 [32, 1972]. Она начинается пачкой нижнемiocен-олигоценых гравийных известняков, под которыми залегают олигоценые глауконитовые илы, песчаники, гравийники и известняки, вскрытая мощность которых 56 м. Ниже следуют (146—270 м) раннеэоценовые глины с глауконитом и гравием, содержащие остатки мшанок. Верхний палеоцен (270—311 м) представлен глинами и алевролитами с глауконитом и обломками остракод, переходящими вниз в конгломератовые алевролиты с обломками панцирей ежей, остатков остракод, раковин устриц и моллюсков и мелководными (*Braarudosphaera*) кокколитами. К палеоценовым слоям приурочены конкреции фосфоритов. В основании разреза скв. 117 обнаружены пузырчатые базальты.

По наличию фосфоритовых конкреций К. Перч-Нилсен оценивает глубину палеоценового бассейна в 50—300 м [32, 1972]. Присутствие мшанок, устриц и моллюсков в эоценовых отложениях свидетельствует о том, что и в среднем палеоцене здесь сохранялась шельфовая обстановка. Не исключено, что мелководные условия существовали также в олигоцене, хотя, возможно, к этому времени глубины достигли 300—600 м и даже 1000 м. В точке 116 по мелководной нанофлоре (*Braarudosphaera*) глубина эоценового моря устанавливается приблизительно 150—800 м [32, Perch-Nielsen, 1972], а в олигоцене и нижнем миоцене по остракодам — между 1000 и 1500 м. Суммарный размах последующих опусканий оценивается в точке 116 1300—1800 м, в 117 — около 1000 м. Эти движения не сопровождалась преобразованием древней континентальной коры, которая и сейчас развита на плато Роккол [32, Roberts et al., 1970]. Расположенный к юго-востоку от плато Роккол одноименный прогиб, по-видимому, начал испытывать погружение раньше, чем это плато. При драгировании на гийоте Антон Дори (ложбина Роккола) обнаружены обломки мела с маастрихтской нанофлорой, обитавшей в открытом море [40, Jones et al., 1974].

В юго-восточной части Западно-Европейской котловины бурение проводилось вблизи северной и южной окраин Бискайской абиссальной равнины (см. рис. 1). Скв. 399—402 были пробурены на континентальном склоне, ограничивающем с юго-запада Армориканский массив.

Скв. 399 была остановлена в плейстоценовых глубоководных илах. Осадки стратиграфического интервала от плейстоцена до анта были вскрыты в точках 400, 402, а верхней юры — в точке 401.

По данным Л. Монтадэ и других исследователей [31, 32,

Montadert et al., 1976], в точке 400 под четвертичными и плиоценовыми илами на глубине 217 м залегают миоценовые нановые мергели, мел, алевролиты и аргиллиты мощностью около 260 м. Ниже следует 46-метровая пачка мела, датированная олигоценом. Эоцен и палеоцен (116 м) представлены мелом и алевролитами, а под ними, между 635 и 654 м, обнаружены маастрихт-позднекампанские слои, сложенные мелом. Они подстилаются с перерывом глауконитоносными карбонатными осадками альбского возраста, сменяющимися в приобойной части скважины (711—777,5 м) позднеаптепскими илами, алевролитами, сапропелитами, известковыми аргиллитами и доломитизированными известняками. В нижнем горизонте разреза встречаются многочисленные отпечатки растений [31, 32, 1976, 1979].

Глубина бассейна, в котором формировались апт-альбские осадки точки 400, определяется различными исследователями в очень широком диапазоне величин. По мнению Грациански и др. [32, 1979], черные сланцы аптского и альбского яруса накопilisались на абиссальной равнине, ниже уровня карбонатной компенсации, т. е. на глубинах не меньших 2700—3000 м [32, Tucholke, Vogt, 1979]. Л. Монтадэ и его коллеги приводят другую оценку глубины позднеарнемелового океана в точке 400. Они допускают, что аптские слои накопilisались в обстановке средней батналы на глубинах меньших 2000 м. Учитывая данные Л. Монтадэ и других ученых, получаем амплитуду послеаптского погружения в точке 400, которая равна 3000—3200 м. По мнению Грациански и др., эта амплитуда меньше на 1000 м. Из 3000 или 2000 м, на которые опустилось дно в точке 400, осадками были компенсированы 650 м.

Существуют и другие представления о глубине позднеарнемелового бассейна в этом участке. По заключению П. П. Тимофеева и других исследователей [32, Timofeev, 1979; 32, Bogolyubova, 1974], апт-альбские карбонатно-глинисто-алевритовые осадки с сапропелем отлагались в пределах прибрежной мелководной зоны, возможно на внешнем краю шельфа. Эта оценка, как и оценка Грациански, является крайней. По-видимому, она должна быть скорректирована данными П. Дюпеля и К. Мюллер, по нижнемеловым донным фораминиферам и нанофлоре из разреза скв. 400. Судя по бентосным фораминиферам, накопление апт-альбских осадков происходило на глубинах порядка 1000 м [32, Duplebe, 1979]. Находки нанофлоры подтверждают это заключение [32, Müller, 1979]. На основании определения остракод [32, Ducasse et al., 1979] глубина 2000 м была достигнута в точке 400 только в палеоцене. В олигоцене, по мнению Д. Шниткера, глубина океана была только на 800 м меньше современной [32, 1979]. Исходя из палеоглубин, определенных Дюпелем, амплитуда послеальбского погружения ложа океана в этой точке может достигать 4200 м, из которых 650 м компенсировано осадками.

Разрезы, вскрытые в скв. 401 и 402 [31, 32, Montadert et al.,

1976, 1979], начинаются плейстоценовыми илами и мелом. Ниже (через интервал, в котором керн не отбирался) залегает слой мела позднечоценового возраста. В скв. 401 к этому горизонту приурочены рассеянный глауконит и бентосные фораминиферы, а в скв. 402 — галька песчаников и мелководная фауна фораминифер и морских ежей. На глубине 113 и 146 м в обеих скважинах открыты средне-нижнеэоценовые отложения — мел, глауконитовые известняки с прослоями колоффана (401) и бентосными фораминиферами (402), мощность которых равна соответственно 124 и 57 м.

В скв. 401 на глубине 208 м нижний эоцен подстилается палеоценовыми глауконитосодержащим мелом с обильными донными фораминиферами, под которыми в интервале 236—249 м лежат маастрихт-позднекампаганские илы с галькой гранитов. Верхний кампан в точке 401 и средний эоцен в точке 402 ложатся с перерывом на раннемеловые осадки, представленные фацией кораллового литорали, — рудистовые известняки с кораллами, губками, пелециподами и остракодами (401), известняки, глинистые известняки, галечные алевролиты и аргиллиты с обломками кораллов, губок, мшанок, раковинами моллюсков и растительными остатками (402). Минеральный состав алевролитовой фракции раннемеловых терригенных пород разреза (402) свидетельствует, по мнению Ф. Мельера [32, 1979], о мелководной обстановке осадконакопления. В той же точке литоральным накоплениям подчинены прослои с аутигенными ромбическим доломитом и гипсом. Согласно П. П. Тимофееву и др. [32, 1979], эти слои, возможно, формировались в лагунах условиях. По данным Грациански [32, 1975], глубина апт-альбского бассейна в точке 402 не превышала 300—500 м. Мощность нижнемеловых отложений в точке 401 не превышает 20—24 м, в точке 402 достигает 294 м.

В первой из точек под нижним мелом открыты титон-кембрижские слои — коралловые известняки с криноидеями, пелециподами, брахиоподами, гастролодами и остракодами мощностью 29 м. Фауна из верхнемеловых слоев образует ассоциацию, характерную для барьерного рифа или рифовой банки [32, Dupreille, 1979].

Послераннемеловое опускание океанического ложа в обеих точках составляет 2600—2800 м. Исходя из данных К. Мюллер [32, 1979], что нанофлора из палеоценовых (скв. 401) и верхнеэоценовых (скв. 402) слоев разреза содержит многочисленные мелководные формы *Braarudosphaera bigelowi*, *V. discula*, *B. basquensis*, *Pemma rotundum* и др., а также учитывая распространение в разрезе среднего эоцена (402) колоффана и мелководных фораминифер в верхнем эоцене (401), можно предположить, что в этих местах в палеоэоцене и эоцене происходили поднятия и существовало относительно неглубокое море.

В скв. 118 и 119, пробуренных около южного края Бискайской абиссальной равнины, вскрыты турбидиты. По данным А. Лоутона и др. [32, 1972], в скв. 118 в интервале 0—690 м зале-

гают плейстоцен-миоценовые илы, глины, алевролиты и песчаники с градиционной слоистостью, лежащие с перерывом на раннеэоцен-позднепалеоэоценовые турбидитовые глины, содержащие смешанное сообщество кокколитофор, в том числе мелководных форм [32, Perch-Nielsen, 1972], которое указывает на формирование этих отложений в условиях баттали [32, Burku, 1972]. В точке 119 [32, Loughton et al., 1972] в аналогичных по составу и генезису отложениях, соответствующих стратиграфическому интервалу плейстоцен — нижний эоцен, обнаружен песчано-песчаный верхнему — среднему эоцену. Разрез палеоэоцена отличается от вскрытого скв. 118 разреза присутствием песков, песчаников, аргиллитов и калькаренитов. Смешанная верхнемеловая — палеоэоценовая флора палеоэоценовых слоев содержит около 20% мелководных *Braarudosphaera*, представленная тремя видами. По мнению К. Перч-Нильсен, меловая флора в палеоэоценовых отложениях исключает возможность их накопления в мелководных условиях [32, 1972].

Это заключение маловероятно, поскольку верхнемеловые кокколиты могли быть привнесены мутьевыми потоками в палеоэоценовые отложения независимо от глубины формирования последних. Наличие этой флоры указывает на близость палеоэоценовой толщи точки 119 к области размыва, в пределах которой подвергалась эрозии верхнемеловые породы, но никак не на глубину палеоэоценового бассейна.

Неоднозначность трактовки указанного признака, обнаружение в призабойной части скв. 118 двух потоков пузырчатых лав, называвшихся в интервале глубин 600 м, максимально 1000 м, сходство разрезов скв. 118 и 119 с разрезами разновозрастных отложений в Аквианской синеклизе [47, Bonnard et al., 1958; 44, Stride et al., 1969] — все это дает возможность предположить, что формирование палеоэоценовых слоев в районе залежения скважин проходило в относительно мелководных условиях.

В скв. 398, пробуренной на востоке *Иберийской котловины*, вскрыта мощная толща осадочных пород от плейстоцена до го-терива [31, 32, Ryan et al., 1976, 1979]. В интервале 0—926 м залегает непрерывная серия осадков плейстоцен — кампанских илы, аргиллиты, алевролиты, пески и песчаники (в том числе кварцевые), конгломератобрекчи, мергели, мел. В верхней половине этой толщи встречается рассеянный глауконит, в низших — появляются конгломератные алевролиты и доломиты. Кампанский ярус подстилается с перерывом сенонанскими глауконитовыми песчаниками, гипсоносными алевролитами и аргиллитами. На глубине около 980 м они сменяются через пачку базальных конгломератов глинистыми и глауконитовыми доломитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими ближе к основанию многочисленные обломки раковин моллюсков. Эти слои датированы альбом. Мелководные апт-терривские отложения обнаружены между 1140 и 1740 м. Это переслаивающиеся песчаники, алевролиты (местами кососло-



миниферами (*Orbitolina*, *Dictyococca*, *Orbitonopsisochitella* и др.) и наофлорой (*Nannococcus*, *Braarudosphaera*, свидельствующими об условиях периферной зоны [32, Ryan et al., 1973]. Размах нисходящих движений в точке 120 составляет около 1800 м. В основании разреза обнаружены метагаббро, анортозиты, пироксениты и щелочные породы — эгиритит, санидиновые фолониты, основные фолониты и щелочные метабазальты [32, Gavasci et al., 1973].

Две последние скважины, пройденные на абиссали Хоэшу (370, 416), расположены около ее юго-восточной окраины. В первой из них, по материалам И. Лансело и др. [32, 1978], почти весь вскрытый разрез, за исключением плейстоценовых слоев, образован серией относительно мелководных, частично турбидитовых отложений стратиграфического интервала от миоцена до берриаса включительно. Эти мелководные осадки представлены чередующимися известково-алевролитовыми глинами, глауконитовыми глинами, мергелями, песками, микроконгломератами и конгломератами, косослоистыми глауконитовыми песчаниками, участвующими в строении миоцен-палеоценовой части разреза. Низы его в интервале 670—1176 м образованы породами альберриасского возраста — перемежающимися глинами, аргиллитами, глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и конгломератами с глауконитом, конгломеративными алевролитами, мергелями и известняками. В терригенных отложениях и мергелях часто отмечается косяя слоистость. Под этой толщей [31, Lancelot et al., 1975] залегают эвалориты — по-видимому, источник барита, приуроченного к гипсоносному горизонту альбского яруса. Характерная особенность этой толщи — обильный растительный материал, содержание которого в отдельных слоях достигает 5%. Судя по преобладанию в разрезе свк. 370 терригенных, часто грубообломочных пород, косяя слоистости в них, присутствию глауконита и растительного детрита, нижнемеловые отложения, по-видимому, накапливались в условиях прибрежного мелководья. Гипсоносные осадки альбского яруса могли формироваться в обстановке лагуны.

Данные о литологическом составе и специфических текстурах раннемеловых отложений явно противоречат заключениям ряда исследователей, отнесших образования в свк. 370 к накоплением средней батиаля с глубинами от 1000 до 3000 м [32, Kuznetsova, Seibold, 1978; 32, Jansa et al., 1978].

Обращаясь к этим сведениям, следует отметить их разноречивость. Так, К. И. Кузнецова и Э. Сейбола считают, что фораминиферы из нижнего мела свк. 370 обитали выше уровня карбонатной компенсации. В то же время эти авторы отмечают сходство этой фауны с одновозрастной фауной Италии, ФРГ и Малагаскара, что вполне может быть истолковано как признак ее обитания в неглубоком бассейне. Сказанное относится и к определенной обстановке накопления различных типов пород, слагающих разрез в этой скважине [32, Jansa et al., 1978].

В начале палеоцена произошло некоторое углубление бассейна, береговая линия сместилась к востоку, и до конца миоцена в точке 370 существовала обстановка внешнего края шельфа. Погружение дна в этой точке за берриас — миоцен составило 1300—1400 м, из которых 1100 м были компенсированы осадками. Последующее погружение имело амплитуду 3800—3900 м.

В расположенной недалеко точки 416А вскрыт разрез, во многом повторяющий разрез свк. 370. Верхние 756 м сложены здесь илами, известковистыми алевролитами и алевролитами, грубо- и косослоистыми песчаниками, иногда глауконитовосными, конгломератами, галечными алевролитами с хорошо окатанной галькой известняков, мергелями и известняками, возраст которых определяется в диапазоне от плейстоцена до раннего эоцена. Глауконит приурочен главным образом к отложениям миоцена и верхнего олигоцена, конгломераты и конгломератовые алевролиты — к границе олигоцена и эоцена.

Эта свита залегает с крупным стратиграфическим перерывом на альб-берриасских отложениях. Альб представлен аргиллитами, мергелями, алевролитами, кварц-фораминиферными песками и песчаниками, реже порцелланитами. В некоторых горизонтах отмечен глауконит (до 5%). Альбские осадки прослежены до глубины 896 м. В интервале 896—982 м керн не отбирался, а между 982 и 1222 м вскрыты породы готеривского яруса. Вниз по разрезу они сменяются осадками валанжина (1222—1548 м), на глубине 1548—1580 м залегают породы берриаса, а в призабойной части скважины (1580—1624 м) — тон-кимериджские слои.

Осадки в стратиграфическом диапазоне от готерива до кимериджа образуют монофациальную свиту, сложенную ритмично чередующимися кося-, грубо- и тонкослоистыми алевролитами, песчаниками, кварцевыми алевролитами и песчаниками, кварцитами, песками, мергелями, среди которых встречаются подчиненные прослои аргиллитов, микритовых известняков и калькаренигов. В основании готеривского, а также в верхней и нижней частях валанжинского ярусов отмечены многочисленные тонкие прослои терригенно-карбонатного материала, обогащенного растительными остатками. Содержание этого детрита колеблется от первых процентов до 25—50% от объема прослоев. В разрезе берриасского яруса и верхней юры такие горизонты отсутствуют.

По данным И. Лансело и др. [31, 1976; 32, 1980], разрез свк. 416 и 416А образован отложениями мутьевых потоков. И. Лансело и его коллеги предположили, что турбидиты верхней юры — нижнего мела накапливались в дистальной зоне крупного подводного конуса, ниже уровня карбонатной компенсации. Мелководные фораминиферы, обнаруженные в отложениях неокома (416), по мнению У. Слайта [32, 1980], являются перееотложенными. Исследователь определил глубину неокомского бассейна в этой точке примерно в 2000 м.

Глубины, указанные И. Лансело и У. Слайтом, вызывают сом-

нение, если вспомнить, что к неомку в точке 416 приурочены не только мелководные фораминиферы, но и мелководные нанокониды, полностью исчезающие в кайнозойских осадках [32, Sepek, Gartner, 1980], а также многочисленные прослои микротовых известняков с арагонитом, диагезис которых, по заключению В. Шлагера [32, 1980], мог происходить только в субазральных условиях. Кроме того, отложения нижнего мела рассматриваемой точки содержат значительную примесь минералов континентального генезиса, крайне неустойчивых к длительной транспортировке — смектита, хлорита, иллита, каолинита [32, Chamley, 1980]. Все это наряду с широким развитием в разрезе нижнего мела косо- и грубослоистых пород, калькаренитов и насыщенностью этих осадков растительным детритом позволяет предположить, что позднемиоценовые — раннемеловые турбидиты в районе точки 416 накапливались в относительно мелководных прибрежных водах, в пределах внешнего края шельфа, на уровне верхней батиналы, в диапазоне глубин 200—600 м. Отсюда последнее неокоемское опускание ложа океана в этой точке может составить 5000 м, из которых 1200 м приходится на альб-плейстоценовые наносы. Исходя из оценки У. Слайта амплитуда посленеокомских движений равна 3800 м.

Скв. 415 и 415А были заложены к северу от Канарских островов [31, 32, Lancelot et al., 1976, 1980]. Разрез плейстоцена — среднего миоцена образован илами, алевролитами и мергелями, по-видимому накопившимися в глубоководной обстановке. На глубине около 216 м эта серия сменяется часто чередующимися песками и ракушками с обломками мшанок и раковин моллюсков, мелом, мергелями с обильными растительными остатками, доломитизированными алевролитами и доломитами нижнего миоцена. Эти слои, возможно, имеют мелководный генезис, так же как и вскрытые ниже раннеоценовые конгломеративные песчаники и алевролиты с глауконитом (349—357 м). Палеоцен (443—509 м) представлен алевролитами, доломитизированными алевролитами, мергелями и мелом, лежащими с перерывом на коньяк-сеноманские отложения — конгломеративные алевролиты, мел, мергели, известняки, глинистые сланцы, песчаники, доломиты и калькарениты с градуационной слоистостью, приуроченной к терригенным прослоям (509—889 м). Между 956 и 1079,5 м вскрыты породы верхнего альба — известковые алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, доломиты и оолитовые калькарениты, калькарениты, содержащие в низу разреза раковины двусторчатых и обломки панцирей морских ежей.

Двусторчатые (устрицы), обнаруженные в отложениях сеномана разреза скв. 415А, по-видимому, были переотложены [32, Kauffman, 1980]. По находкам бентонитовых фораминифер глубина альбского бассейна в этом месте оценивается в 3000—4000 м [32, Sliter, 1980]. Однако, учитывая, что карбонатные породы занимают существенное место в разрезе альба и сеномана, можно допустить, что глубина среднемиоценового океана

была меньше 3000 м (от 2000 до 2700 м, согласно разным определениям положения уровня карбонатной компенсации в меловом периоде). Более точное определение глубины мелового океана в точке 415 невозможно. В конце мелового периода и первой половине палеогена сохранялись глубины, достигнутые в сеномане. Менее ясны фашиальная принадлежность и глубина накопления грубообломочных глауконитосодержащих отложений эоцена и ракушечков, доломитов и насыщенных растительным детритом мергелей раннего миоцена. И. Ланселот и другие ученые считают эти породы аллохтонными, но не исключено, что эоценовые и нижнемиоценовые слои формировались в мелководном бассейне, возможно, в пределах шельфа и, во всяком случае, неподалеку от области разрыва. Более определено относительно небольшой глубины раннеоценового океана устанавливается по разрезу расположенной поблизости скв. 369, что может служить косвенным подтверждением предлагаемой проблематичной реконструкции глубины накопления осадков раннего миоцена скв. 415А.

Амплитуда посленеокомского опускания дна океана в точке 415 была не менее 1000—1700 м, из которых около 600 м было компенсировано осадками. Послераннемиоценовые нисходящие движения, при условии существования в начале миоцена мелководной обстановки, должны были бы иметь размах около 3000 м.

Восточнее Канарских островов, вблизи континентального склона Западной Африки, были пройдены скв. 369 и 397.

В первой верхние 165 м сложены илами, мергелями, глинами и алевролитами раннего миоцена — раннего миоцена. Под ними лежат олигоценевые илы, глины и мергели мощностью 170 м, сменяющиеся верхне-среднеоценовыми мергелями и известняками, вскрытыми в интервале 336—374 м. Эти слои перекрывают со стратиграфическим несогласием мазстрихт-кампанские фуконидные известняки, под которыми залегают мел и мергели, отнесенные к кампану, сантону и коньяку. Низы разреза (422—488 м) представлены альб-аптскими мергелями, мелом, доломитами и гипсами с баритом и глауконитом [32, Lancelot et al. 1978].

Обстановка, в которой формировались запорты нижнего мела, не поддается однозначной интерпретации. Возможно, эти отложения накапливались в лагунных условиях, но не исключена их связь с более глубоководной обстановкой. Так, М. А. Артур и У. фон Рад [32, 1979] оценивают глубину накопления раннего мела в разрезе скв. 369 в интервале 1000—2000 м.

Более вероятным кажется предположение о существовании здесь в раннемеловое время лагуной обстановки. Оно не только основывается на присутствии в отложениях апта—альба доломитов, гипсов, барита и глауконита, но и подтверждается сопоставлением раннемеловых пород в скв. 369 с одновозрастными осадками скв. 397 [31, Ryan et al., 1976, 32, von Rad et al.,

1979] и скважин, пробуренных на континенте в районе Тар-  
фая [12]. На материке, в близлежащей Аюнской впадине, ниж-  
ний мел образован субазральными красноватыми конгломе-  
ратами, в точке 397—сидеритносными алевролитами и долами-  
тами, доломитами и сидеритами, накапливавшимися в пре-  
делах периодически осушающейся или опресняющейся  
лагуны. Наконец, мелководный генезис апт-альбских  
осадков разреза скв. 369 косвенно подтверждается на-  
ходками в апт-маастрихтских слоях точки 369 мелководных

*Braarudosphaera* [32, Селек, 1978]. В послераннемеловое (или  
последеловое) время опускание дна в точке 369 стало интен-  
сивнее. Судя по распространению донных фораминифер из миоце-  
новых слоев, в начале неогена осадки накапливались на глубине  
1500—2000 м [32, Lutze, 1978], т. е. на глубине близкой к со-  
временной. Амплитуда послераннемеловых опусканий в районе  
точки 369 равна 2000 м.

Нижнемеловая серия скв. 397, заложенной у подножия кон-  
тинентального склона Западной Африки напротив Аюнской  
впадины, подразделяется на верхний готерив (1453—1324 м) и  
перекрывающий его нерасчлененный нижний мел (1324—1300 м).  
По данным У. Райана и У. фон Рада, отложения нижнего мела  
образованы кварцевыми, известковыми и сидеритсодержа-  
щими алевролитами, сидеритносными доломитами, доломита-  
ми, мергелями и сидеритами, реже аргиллитами с остатками  
пелелипод, гастропод, аммонитов и обильными хорошо сохра-  
нившимися донными фораминиферами и наофлорой [31, 1976;  
32, 1979].

Выше с крупным стратиграфическим несогласием залегает  
900-метровая толща миоценовых отложений. Нижний миоцен  
(1300—873 м) представлен монотонной свитой галечных и  
песчано-галечных алевролитов с галькой песчаников, алевролитов  
и известняков с подчиненными прослоями конгломератов,  
кварцевых алевролитов, аргиллитов, известняков и мергелистых  
известняков. Эти породы содержат многочисленные обломки  
кораллов, ядра и обломки раковин пелелипод, гастропод и ска-  
фопад и местами обогащены глаукоцитом. Средний и верхний  
миоцен (873—398 м) сложен в основании брекчиями и конгло-  
брекчиями с остатками водорослей, кораллов, пелелипод и конгло-  
литов фораминифер, сменяющимися вверх перемежающимися  
песчаниками и алевролитами, в том числе вулканокластическими,  
вулканическими пеплами и мелом, которым подчинены редкие  
прослойки конгломератов и известняков. Разрез миоцена заверша-  
ется пачкой биогенных илов, мергелей и мела. В осадках сред-  
неоценовой толщи в педом характерно наличие нескольких гори-  
зонтов с резко выраженными оползевыми дислокациями. Разрез  
скважины 397 завершается 460-метровой свитой плиоцен-плейсто-  
ценовых наносов—главным образом биогенных илов с единич-  
ными прослоями песков.

Раннемеловые отложения, по-видимому, накапливались на  
шельфе, в пределах обширной речной дельты в условиях перио-  
дического изменения уровня ее вод и колебания их солености.  
В эпохи, когда соленость воды в границах дельты повышалась,  
обстановка приближалась к лагуновой и отлагались доломиты  
и арагонит; опреснение же вод дельты сопровождалось обра-  
зованием сидерита. В. А. Басов и др. [32, 1979 г.], изучив микро-  
биоту и минералогию раннемеловых пород в точке 397, пришли  
к выводу, что обилие в них светлюбивых донных организмов,  
в том числе водорослей, указывает на небольшую глубину го-  
теривского бассейна, которая, однако, судя по однородности  
глинистой фракции из алевролитов и алевроитов глини готерива,  
приближалась к 300 м. Это заключение подтверждается при-  
сутствием в нижнемеловых слоях шельфовой наофлоры [32,

Wind, Селек, 1979], донных фораминифер, обитавших в пределах  
авандельты [32, Butt, 1979] и раковин аммонитов, построенных  
из арагонита. Арагонитовый материал и сопутствующие остат-  
ки аммонитов тонкоственные раковины пелелипод и гастропод  
свидетельствуют, по мнению И. Видманна [32, 1979], о накоп-  
лении нижнемеловых осадков в спокойных водах, выше или вблизи  
глубины уровня компенсации арагонита. Все это свидетельствует  
о формировании осадков в мелководной обстановке.

Г. Айнселе, У. фон Рад и М. А. Артур предложили две аль-  
тернативные оценки глубины раннемелового бассейна в точке  
397: 1) 100—200 м; 2) несколько сот метров, в пределе до 1000 м,  
наиболее вероятно около 500 м. При этом они допускают, что  
мелководная фауна, флора и сидерит принесены на эти глубины  
из лагуновой зоны мутьевыми потоками.

Вторая оценка Г. Айнселе и его коллег кажется сомнитель-  
ной: во-первых, она основана на далеком от истины предполо-  
жении о глубоководности турбидитов и, во-вторых, значительная  
часть арагонитовых раковин аммонитов так же, как и тонко-  
стенных раковин пелелипод и гастропод, прекрасно сохранились  
и практически не несут даже слабых следов растворения. Араго-  
нитовый состав раковин аммонитов исключает возможность от-  
ложения нижнемеловых осадков на многосотметровой глубинах,  
хорошая сохранность тонкоственных раковин — их перерождение.

Палеогеографическая обстановка, существовавшая в районе  
точки 397 для второй половины мела, палеогена и неогена, вос-  
станавливается с трудом. Согласно Г. Айнселе, У. фон Раду и  
др., в послеготеривское время дно океана в этой точке продол-  
жало опускаться, так что уже в апте — альбе возникли глубины  
около 1500 м, а в сеномане и туроне они увеличались до 1700—  
1800 м [32, 1979]. По П. Дистер-Хаасе [32, 1979], к миоцену  
дно океана располагалось ниже уровня карбонатной компен-  
сации, т. е. на глубине близкой к 3500 м [48, van Andel et al.,  
1977].

Однако эту реконструкцию нельзя считать доказанной, по-  
скольку ей не объясняется четкое подразделение миоценовых

серий осадков разреза скв. 397 на нижнюю регрессивную и верхнюю трансгрессивную серии. Первая представлена 430-метровой толщей раннемиоценовых монотонных галечных и песчаногалечных алевролитов, сменяющихся вверх 70-метровой паккой брекчий, конгломератобрекчий, конгломератов и подчиненных им алевролитов, относящихся к низам среднего миоцена. Верхняя пакка регрессивной серии выступает в роли базального горизонта трансгрессивной серии. Последняя включает осадки тортонского яруса — квартера и образована в основании чередующимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов, переходящих вверх в алевролиты, известняки, мел и биогенные илы.

Реконструкция Г. Айнзеле — П. Дистер-Хааса не объясняет также резкое сокращение и обеднение популяции мелководной макрофауны и полное исчезновение кораллов и водорослей в трансгрессивной серии, происходящее скачкообразно выше горизонта брекчий и конгломератобрекчий. С ее позиций непонятны приуроченность большинства горизонтов с оползневыми дислокациями к трансгрессивной серии и резкое сокращение их в регрессивной последовательности. В осадках нижнего и низов среднего миоцена установлено только три дислоцированных горизонта мощностью от первых сантиметров до 1,5 м, тогда как в вышеизложенной толще их отведено 14. Мощность дислоцированных пакч колеблется от 1 до 10 м. Не объясняется и отсутствие в разрезе нижнего миоцена местных перерывов, чрезвычайно многочисленных в осадках, слагающих верх регрессивной и низы трансгрессивной серий. Также неясна причина заметного сокращения числа прослов с глауконитом, которое наблюдается параллельно со снижением его содержания в этих прослоях, при переходе от регрессивной серии к трансгрессивной.

Наконец, представление о сохранении в точке 397 в сеноман-олигоценое время океанической обстановки и о постепенном углублении этого бассейна вступает в противоречие с наблюдаемым распределением перееотложенной наофлоры позднеюрско-плиоценового возраста в разрезах регрессивной и трансгрессивной серий. По данным П. Чепека и Ф. Уинда [32, 1979], для регрессивной серии характерно присутствие перееотложенной флоры, главным образом позднеюрско-мелового возраста, палеогеновые формы встречаются крайне редко. В разрезе нижнего и низов среднего миоцена отмечено 12 горизонтов, содержащих перееотложенную наофлору, и только в двух из них (в основании и в средней части нижнего миоцена) наряду с юрско-меловыми встречаются эоцен-олигоценые формы. Кроме того, в разрезе нижнего миоцена интервал 1277—1115 м совершенно лишен перееотложенной наофлоры. В трансгрессивной серии она распределена по разрезу равномернее и представлена более широко и непрерывным возрастным спектром, включающим виды, обитавшие от оксфорда до нижнего — среднего миоцена, а в плиоцен-четвертичных осадках — до плиоцена включительно.

Такое распределение перееотложенной наофлоры по разрезам регрессивной и трансгрессивной серий указывает на крайне ограниченное развитие палеогеновых отложений на континентальном склоне, шельфе и материке, соседствующих с точкой 397. В свою очередь, это свидетельствует о том, что с конца альба до конца олигоцена район точки 397 и тяготеющие к нему континентальный склон, шельф и краевая зона материка испытывали устойчивое поднятие и в их пределах существовал не океан, а область размыва. Опускания шельфа и зоны современного континентального склона, судя по разрезу 397, возникли в начале миоцена, однако в течение раннего и первой половины среднего миоцена эти движения полностью компенсировались осадками. В точке 397 в это время накапливалась регрессивная серия. Трансгрессия захватила район этой точки только в середине среднего миоцена.

Наличие в точке 397 на прилегающих участках континентального склона, шельфа и материка сеноман-олигоценовой зоны размыва косвенно подтверждается разрезами позднего мезозоя — кайнозоя, вскрытыми в средней части континентального склона (скв. 369), в синеклизе Тарфая и Аюнской впадине [12].

Из разреза скв. 369 выпадают отложения сеноманского и туронского ярусов, мощность осадков коньяк-маастрихтского возраста не превышает 50 м, палеоцен и нижний эоцен отсутствуют. В синеклизе Тарфая кампанские слои с несогласием срезаны миоценовыми породами. В Аюнской впадине в разрезе нет верхнего мела, а маломощный морской палеоцен перекрывает континентальными накоплениями эоценового возраста. Эоценовые пески фиксируют начало крупной регрессии и размыва, продолжавшихся до начала тортона [12]. Таким образом, в целом последовательность вертикальных движений в синеклизе Тарфая, Аюнской впадине и обусловленные ими стратиграфические границы и последовательность регрессивной и трансгрессивной серий чрезвычайно близки к установленным в точке 397.

Идентичность рассмотренных разрезов подтверждает реальность существования крупной позднемеловой — раннекайнозойской области размыва, по-видимому простиравшейся от синеклизы Тарфая в глубь современного океана, до точки 397. Нисходящие движения раннего и первой половины среднего миоцена развивались в этой зоне, в том числе и в точке 397, на фоне продолжавшейся регрессии. Только в тортонском веке здесь, как и в других прибрежных областях Северо-Западной Азии, как и в других прибрежных областях Северо-Западной Азии, ложа океана в точке 397.

Намеченная последовательность вертикальных движений в этой точке объясняет смену ранне-среднемиоценовой регрессивной серии среднемиоцен-четвертичной трансгрессивной, резкое сокращение и частичное исчезновение мелководной фауны и флоры и уменьшение содержания глауконита на границе гельветского и тортонского ярусов. С предложенной альтернативной

позиции становятся преимущественное развитие оползневых дислокаций в послегельветских слоях, приуроченность подавляющей части местных разрывов к верхам регрессивной и низам трансгрессивной серий, а также характер размещения в них перестроенной наифлоры и ее возрастные спектры. Наконец, выясняются причины, обусловившие появление в разрезе плиоцена и квартера в точке 397 аллохтонных осадков [32, Lutze, 1979].

Разрез в точке 397 показывает, что на смену слабым опусканиям раннемеловой эпохи, устойчиво компенсировавшимся накоплением дельтовых и лагуновых отложений, в начале позднего мела пришли поднятия, сохранившиеся до конца олигоцена. В раннем миоцене и первой половине среднего миоцена в этой точке возникла обстановка шельфа, близости располагались коралловые банки. За это время произошло опускание на 550 м, полностью компенсированное осадками. Некомпенсированное опускание впервые проявилось в тортоне. С середины среднего миоцена ложе океана в точке 397 считалось погружение на 3800 м, из которых только 800 м заполнились осадками.

Скв. 139, лежащая на восточной окраине Канарской котловины, между одноименными островами и островами Зеленого Мыса, вскрыла непрерывный разрез от плейстоцена до нижнего миоцена и была ослеплена в последнем [32, Berger, von Rad, 1972; 32, Hayes et al., 1972]. В разрезе обнаружены переслаивающиеся известняки, новый мел, илы, мергели с бентосными мелководными фораминиферами, песчаники и кварцевые пески. По заключению Д. Бекманна [32, 1972], все эти породы накапливались на глубинах близких к современным, а фораминиферы, обнаруженные в средне-нижнемиоценовых слоях, являются неотложными. Таким образом, амплитуда погружения океанического дна в точке 139 не превышает 650—800 м, из которых 650 м компенсированы осадками.

Последняя скважина из числа пробуренных вблизи побережья Западной Африки (368) расположена между ним и островами Зеленого Мыса. По данным И. Лансело и др. [32, 1978], в основании этого разреза залегают зеленые и черные глинистые сланцы, вмещающие три пластовые залежи оливиновых диабазов и габбро-диабазов, эндоконтактные зоны которых образованы толентовыми базальтами и трахибазальтами. По химическому составу эти интрузивы сходны с щелочными породами Исландии, островных дуг Восточной Азии и Гавайских островов [32, Егемеев, 1978]. Абсолютный возраст диабазов по К/Аг методу равен 18—19 млн. лет [32, Duncan, Jackson, 1978]. Выше (948—750 м) вскрыты верхнемеловые аргиллиты, алевролиты с градационной слоистостью, песчаные сланцы, пески и известняки. Они сменяются эоцен-верхнемеловыми (?) аргиллитами, алевролитами и красноцветными глинами мощностью около 380 м. В верхах осадочной толщи обнаружены илы, мер-

гели и глины с прослоями вулканических пеплов плейстоцено-миоценового возраста.

Можно думать, что, начиная с верхнемеловой эпохи, глубины океана в этой точке были лишь несколько меньше современных. В раннем мелу океаническое ложе, возможно, располагалось выше уровня карбонатной компенсации и опустилось ниже его в палеоэне. В этом случае суммарная амплитуда опусканий дна в точке 368 за время от позднего мела до четвертичного периода будет равна 1500—1600 м, из которых около 950 м были компенсированы [32, Lancelot et al., 1978; 32, Kuznetsov, Seibold, 1978].

К северу от островов Зеленого Мыса во время 2-го и 14-го рейсов «Гломар Челденджера» были пройдены три скважины. В точке 12 [32, Peterson et al., 1970] под плейстоцен-плиоценовыми илами с прослоями глин и вулканических пеплов на глубине 115 м залегают измененные вулканокластиты, датированные эоценом. Они содержат 20—30% доломита, образовавшегося по палагонитовым туфам. По данным М. Петерсона и др., глубины эоценового океана в этой точке были близки к современным.

В скв. 140 [32, Hayes et al., 1972] на глубине 311 м под плиоценовыми и миоценовыми илами вскрыты глины эоценового возраста, а в интервале 585—651 м — предположительно верхнемеловые и маастрихтские глины, глинистые сланцы, несвязные алевролиты и кварц-полевошпатовые песчаники. По данным Бекманна [32, 1972], мелководные бентосные фораминиферы, найденные в миоценовых илах, перестроены. Этот непрерывный разрез, по-видимому, целиком состоит из осадков, сформировавшихся на глубинах близких к современным. В соседней точке 141 бурение было приостановлено в верхнемиоценовых отложениях. Как плиоцен, так и верхний миоцен представлены в этой точке глубоководными илами и глинами (с аутигенным доломитом и гипсом), которым подчинены редкие прослои глинисто-алевритовых песков. Глубины в этой точке с верхнемиоценовой эпохи, по-видимому, были близки к наблюдаемым в настоящее время.

Последние две скважины (137 и 138) в пределах акватории Северо-Восточной Атлантики лежат в глубоководной зоне южной части Канарской котловины.

В точке 137 [32, Hayes et al., 1972] под сравнительно мало-мощными (не более 165 м) кайнозойскими алевролитами глинами залегают с резким стратиграфическим несогласием цеолитовые алевролиты и глины (165—173 м), условно отнесенные к маастрихту, а еще ниже (209—225 м) — цеолитовые глины, датированные кампаном и тураном. Более глубокие горизонты, представленные туран-сеноманскими известковистыми глинами и мергелистыми илами и сеноман-позднеальбскими мергелистыми илами, наноидами, глинами с глауконитом и мергелями, содержат фауну донных фораминифер. В призобной части скважины, на глубине 397 м, залегают силлы щелочного базальта.

Не исключено, что в конце позднего мела и в верхнемеловую

эпоху глубины океана в точке 137 были меньше глубины уровня карбонатной компенсации, т.е. океаническое ложе располагалось в пределах нижней батнали. Практически не компенсированное послемеловое погружение, по-видимому, имело амплитуду порядка 3000—3200 м.

В точке 138 на глубине 52 м, с которой был начат отбор керн, были вскрыты позднемеловые глины и алевролиты с прослоями кварцевых песков. Найденные в этих слоях донные фораминиферы перетолжены [32, Beckmann, 1972]. В разрезе присутствуют нижнеолигоценые кварцевые пески и глины, глинистые сланцы и алевролиты нижнего палеоцена (даня) — маастрихта, а между 332 и 431 м — кампанские глины, иногда доломитизированные с залежами измененных щелочных базальтов [32, Wright, 1972; 32, Pimm, Hayes, 1972]. По мнению Хейса и других исследователей [32, Hayes et al., 1972], глубина океана в этой точке была близка к современной, начиная с кампанского века.

**Выводы.** В результате глубоководного бурения в северо-восточной части Атлантического океана установлено, что тектоническое развитие этой зоны в течение последних 150 млн. лет характеризуется многочисленными чертами, сближающими его с режимом, существовавшим одновременно в северо-западной части акватории.

Закономерности, выявленные ранее по данным бурения в Северо-Западной Атлантике, подтверждаются на противоположной стороне океана. Кроме того, в акватории северо-восточной части Атлантики установлены в первом приближении некоторые наиболее общие черты развития этой зоны с середины мезозоя до наших дней.

1. Как и в Северо-Западной Атлантике, по материалам глубоководного бурения на северо-востоке океана отчетливо коррелируются возраст осадков и их фашиальная принадлежность.

Из 29 скважин, вскрывающих миоцен-четвертичные отложения (первая группа), только в 115, 116, 135, 370, 397, 403, 415, 416 были обнаружены мелководные (или относительно мелководные) отложения, как правило не переходящие границу между миоценом и плиоценом; лишь в скв. 115 и 403 они имеют плиоценовый возраст. Таким образом, только в 29,6% скважин миоцен-четвертичные отложения представлены мелководными фашиями. Во второй группе точек с палеогеновыми отложениями насчитывается 24 скважины. В 14 точках вскрыты мелководные осадки, что составляет 58,3% от их общего числа. Третья группа скважин вскрывает ранне- и позднемеловые образования. Последние в 13 случаях (81,2%) из 16 представлены отложениями, накопившимися либо в мелководной обстановке, либо на глубинах меньших современных. В четвертой группе точек (с юрскими породами) только две скважины — и в обеих присутствуют осадки, накопившиеся в обстановке коралловой литорали и в лагунных условиях. Эти данные не представительны,

однако следует обратить внимание, что они полностью подтверждают установленную закономерность.

Таким образом, как и на северо-западе океана, в акватории Северо-Восточной Атлантики устанавливается постепенное разрастание глубоководных зон, возникших в результате значительных погружений крупных участков дна эпиконтинентальных бассейнов, или (если сформулировать этот вывод более осторожно) таких, в пределах которых длительное время существовала мелководная обстановка.

Начало крупных погружений на северо-востоке Атлантического океана произошло в альбе. Таким образом, этот процесс как будто бы оказывается здесь более молодым, чем в противолежащей области океана. Однако эта относительная молодость может быть кажущейся. Не исключено, что она обусловлена тем, что в Северо-Восточной Атлантике юрские отложения вскрыты пока только двумя скважинами.

2. Во многих скважинах на северо-востоке Атлантики встречаются мелководные отложения широкого возрастного диапазона. Эта закономерность, установленная ранее для разрезов осадочного горизонта Северо-Западной Атлантики, в рассматриваемой части океана выражена резче и позволяет сделать более однозначные выводы.

С этой точки зрения особый интерес представляют разрезы в скв. 370, 397, 401, 402. В них устанавливаются либо непрерывная последовательность осадочных свит, сложенных породами мелководного генезиса, либо последовательность с различными по длительности внутриформационными перерывами, скорее всего связанными с поднятиями выше уровня океана.

В скв. 401 мелководная обстановка сохранялась между киммериджским веком и эоценом (около 110 млн. лет), в 402 — в интервале от нижнего апта до эоцена (70 млн. лет), в 370 — между берриасом и концом миоценовой эпохи (135—140 млн. лет) и в скв. 397 от конца готерива до середины среднего миоцена (около 100 млн. лет).

Таким образом, если допустить в соответствии с реконструкциями новой глобальной тектоники постепенное удаление этих точек вместе с движущимися литосферными плитами от оси спрединга, то придется признать, что такие горизонтальные перемещения в ряде случаев в течение многих десятков миллионов лет не только не сопровождался сколько-нибудь заметными опусканиями, но иногда оседожались кратковременными поднятиями небольшой амплитуды. Только после того, как эти точки прошли, оставаясь устойчиво поднятыми, большую часть пути (до 0,7 его) от оси спрединга, они начали испытывать резкое погружение, которое невозможно объяснить остыванием и уплотнением литосферы.

Эти особенности вертикальных движений не менее ясно выражены также в районах точек 116, 117, 403 и 416, оставшихся поднятиями 50—55 млн. лет, но успешных «проплыть» значитель-

ную часть пути от рифтовой зоны до современной своей позиции. В этих точках, а также в точках 118, 119 опускания возникли в начале их гипотетического странствования от оси спрединга, а примерно в его середине.

Наконец, точка 138, по-видимому, располагалась на глубинах близких к современным уже в кампанском веке, когда она должна была помещаться в осевой зоне срединного хребта (суяра по базальтам, залегающим в основании разреза), и в более позднее время, когда она от него удалялась.

Следовательно, закономерности, отмеченные в предшествующем разделе этой главы, не могут считаться случайными, свойственными только каким-то ограниченным участкам акватории Атлантического океана. Они проявляются по обе стороны Северной Атлантики. Таким образом, противоречия между фактами и их интерпретацией в соответствии с гипотезой тектоники плит выявляются не только на материале по Северо-Западной Атлантике.

3. Отмеченные особенности вертикальных движений ряда точек, расположенных сейчас в пределах глубоководных океанических зон, вызывают сомнение в реальности спрединговой модели развития Атлантического океана.

Учитывая чрезвычайное сходство разрезов скв. 135, 137, 139, 369, 370, 397, 398 и 416 с разрезами прибрежных районов Северо-Западной Африки, естественно предположить, что эти точки в течение позднего мезозоя и кайнозоя не испытывали горизонтальных перемещений. Именно к такому выводу пришли К. Стортведт и другие исследователи [36, Stortvedt et al., 1978], указывая, что океаническая кора в пределах абиссальных зон с глубинами до 4500 м, обрамляющих Северо-Западную Африку, возникла на континентальном основании. По мнению этих ученых, мезозойский материк простирался на 600—800 км к западу от современной береговой линии Северо-Западной Африки. Эта точка зрения подтверждается также структурной общностью Антиатласа и Высокого Атласа с Канарскими островами.

Сказанное может быть отнесено и к точкам 115, 116 и 117, лежащим на плате Роколл, континентальная кора которого образует единое целое с континентальной корой Европы.

4. Особого внимания заслуживает изучение соотношения разрезов скважин 118, 119, 400—402, 415 и 416 и разрезов разновозрастных отложений близлежащих областей Западной Европы и Северо-Западной Африки.

Анализ вертикальных движений океанического дна вблизи точек 400—402 и 119 позволил отметить значительные расхождения оценок палеоглубин позднемезозойского и палеоценового бассейнов в точках 400—402 и 119 соответственно.

Подчеркнем, что вывод о глубоководной обстановке, якобы бывшей в этих точках в конце мезозоя — начале кайнозоя, был сделан Грациански, К. Перч-Ниелсен и другими исследователя-

ми на основе подразумеваемой связи стратиграфических перерывов либо с резкими замедлениями, либо с временным отсутствием седиментации, происходившим в условиях неизменно существовавшего океана. Возможность возникновения в этих точках в прошлом субазальной обстановки эти ученые исключали.

На первый взгляд, такое толкование природы перерывов, наблюдаемых в разрезах Бискайского залива, кажется наиболее вероятным. Однако следует обратить внимание на то, что стратиграфические перерывы в океанических колонках точно коррелируются с трансгрессиями и регрессиями проявившимися на обширных пространствах Западной Европы. Характерно, что эта корреляция противоречит представлениям о связи перерывов в океанических разрезах с замедлением или приостановкой осадконакопления.

Используя данные М. Жинью (1952 г.), Дж. Беннисона, А. Райта (1972 г.) и М. Г. Руттена (1972 г.), можно показать, что возобновление осадконакопления в точках 400 и 401 в кампанском веке совпадает с началом очередного цикла опусканий Ахвитанского бассейна и продолжавшейся седиментацией в Англо-Парижском бассейне. Перерыв на границе маастрихта и палеоцена, установленный в разрезах 400 и 401, происходил одновременно с поднятиями, захватившими северную часть ФРГ, Бельгию, Англо-Парижских бассейнов и северную часть и Ахвитанского бассейна.

Возобновление седиментации в точке 402 на границе раннего и среднего эоцена синхронно вторжению моря в пределы Англо-Парижского бассейна, Бретани и северных районов Ахвитанского бассейна. Осадконакопление в точках 118, 119, 400 в конце среднего эоцена прекратилось одновременно с осушением Бельгии, Бретани и Ахвитанского бассейна. В Парижской синеклизе этому соответствует бартонский перерыв. Перерыв в накоплении осадков (401, 402), начало которого приходится на ранний миоцен, совпадает с латторфскими поднятиями южной части Англии и Армориканского массива.

Такие соотношения необъяснимы, если считать, что перерывы в океанических разрезах обусловлены ослаблением или временным прекращением седиментации в пределах неизменно существовавшего океана. Дело в том, что при такой трактовке природы этих перерывов следовало бы ожидать их совпадения с вторжениями моря на прилегающий материк, сопровождавшимися расширением эпиконтинентальных бассейнов, снижением областей размыва и их удалением от океанической акватории. В этом случае океаническая седиментация должна была бы ускориться или возобновляться во время регрессий при осушении континента, поднятии областей размыва и их приближении к океану.

Между тем наблюдаемые соотношения противоположны только что выведенным: седиментация в пределах океана совпадает

во времени с опусканиями в материке, расширением эпиконтинентальных морей, перерывы в океанических разрезах — с опусканием прилегающих областей Западной Европы, сокращением эпиконтинентальных бассейнов.

Такая взаимосвязь седиментационных процессов на континенте и в акватории современного Бискайского залива указывает на то, что в течение позднего мела и раннего кайнозоя они контролировались одними и теми же тектоническими движениями. Учитывая это, есть основания считать, что земная кора в пределах нынешнего Бискайского залива или в краевых частях его современной глубоководной зоны представляла единое целое с континентальной корой Западной Европы. Отсюда следует весьма вероятное предположение, что перерывы в разрезах Бискайского залива не связаны с подводными разрывами, замещениями или приостановками седиментации, развивавшимися в глубоководной обстановке. Их можно рассматривать как результат длительных поднятий, выводящих на дневную поверхность некоторые участки современного глубоко опущенного океанического ложа.

Точки, расположенные в Бискайском заливе, не являются исключением. Сходные соотношения устанавливаются и для разреза скв. 415, что, лишний раз подтверждает реконструкцию К. Стортведта и др.

5. Геофизические исследования в пределах Галисийской банки, на примыкающей к ней абиссали Иберийской котловины и в абиссальной зоне Марокканского бассейна, показали широкое развитие в этих акваториях диапировых структур. Они встречаются на значительных пространствах океанического ложа, на континентальном склоне и шельфе, откуда переходят на прилегающие материка — на Пиренейском полуострове в районе Назаре (Португалия) и в Андалузии, в Северо-Западной Африке в бассейне Эс-Сувеира (Марокко). В этих областях эвапориты датированы поздним триасом — ранним лейасом [14, Rona, 1976] или поздним триасом [32, Price, 1980].

В акватории, прилегающей к Пиренейскому полуострову, эвапориты и перекрывающие их осадки нижнего и верхнего мела участвуют в строении крупной субмеридиональной синеклизы. По данным Ж.-П. Реола и А. Моффре [32, 1979], диапировые структуры обнаружены на различных глубинах вплоть до абиссальных (4000—5000 м), в полосе шириной 300—350 км.

Диапировые структуры протягиваются вдоль побережья Марокко полосой длиной около 1600 км и шириной от 200 км на юге до 400—500 км на севере [32, Price, 1980; 32, Lancelot, Winterer, 1980]. Здесь они прослежены на шельфе, континентальном склоне и в пределах абиссальной равнины до глубин более 4000 м.

Таким образом, в краевой зоне Северо-Восточной Атлантики между северной оконечностью Иберийского полуострова и Марокко и далее на юг вплоть до Сенегала лежит обширный позд-

нетриасово-раннелейасовый солончатый бассейн, значительная часть которого располагается ныне на коре океанического типа. Последнее обстоятельство заслуживает самого пристального внимания, если вспомнить, что, согласно мобилитской концепции, в конце триаса — начале юры Северная Америка и Африка еще были единым суперконтинентом и в это время вдоль их будущих границ начались раскалывание земной коры и слабые опускания отдельных ее блоков. В соответствии с мобилитскими представлениями, эти события предшествовали раздвиганию будущих материков, которое произошло где-то в конце лейаса или в доггере [48, Slater et al., 1977]. Солончатая толща, накопившаяся задолго до этого разделения, формировалась в эпиконтинентальных бассейнах [32, Lancelot, Winterer, 1980], размеры которых не могли быть меньше размеров современных солончатых площадей.

Если придерживаться мобилитской модели, то из этих соотношений, во-первых, неизбежно возникает проблема пространства, необходимого для размещения эвапоритов; во-вторых, требуется объяснить, каким образом эвапориты в настоящее время оказались лежащими на коре океанического типа.

Эти обстоятельства можно истолковать следующим образом.

Если придерживаться существующих датировок начала «расплавывания» Северной Америки и Африки, следует предположить, что первоначальные очертания этих материков заметно отличались от современных. В начале мезозоя они включали в себя площади эвапоритовых бассейнов, расположенных в настоящее время на океаническом дне. Поскольку раннемезозойские эвапориты развиты не только вблизи Европы и Африки, но и обрамляют восточное побережье Северной Америки, такое допущение влечет за собой признание того, что древние границы континентов лежали в нескольких сотнях километров восточнее (Северная Америка) или западнее (Европа, Африка) нынешних.

Если же отказаться от датировок, принятых сторонниками мобилитской концепции, следует предположить, что раздвижение материков, обрамляющих ложе Атлантического океана, началось не в середине юры, а задолго до накопления позднетриасово-раннелейасовых эвапоритов, так что последние частично формировались не в мелководном эпиконтинентальном море, а в новообразованном и относительно глубоководном океане. Этот вариант исключает необходимость признания несоответствия современных границ континентов их первоначальному очертаниям.

Эти объяснения кажутся достаточно логичными. Однако они далеко не нейтральны относительно мобилитской концепции и требуют пересмотра ее основополагающих постулатов.

Первый вариант влечет за собой признание реальности процесса трансформации континентальной коры в океаническую, что ставит под сомнение правомерность мобилитской концепции, особенно классической ее разновидности. В самом деле, совре-

менный мобилизм — это следствие открытых геофизических методами коренных различий строения земной коры континентов и океанов. Он объяснил эти различия, не прибегая к трансформистским идеям. Включение последних в рамки мобилистской концепции неизбежно поставило бы вопрос о необходимости признания далеко не очевидных и отнюдь не доказанных мобилистских представлений. Таким образом, это объяснение, более или менее приемлемое для гипотезы новой глобальной тектоники, практически исключается для классической разновидности мобилизма.

Принятие второго варианта равносильно признанию произвольности интерпретации фактического материала, использованного в многочисленных мобилистских и в первую очередь в плейттектонических реконструкциях. Такой вывод коснулся бы существующих представлений о природе и возрасте полосовых магнитных аномалий, т. е. поставил бы под сомнение основы новой глобальной тектоники. Как следствие, под вопросом оказалась бы закономерная, согласно тектонике плит, зональность распределения в пределах океанического ложа магматогенных образований и донных осадков различного возраста. По сути дела, этот вариант неизбежно приводит к отказу от идей новой глобальной тектоники.

6. Сейсмические и сейсмоакустические исследования в зоне шельфа и континентального склона, ограничивающего с юго-запада Армориканский массив, показали, что материковая окраина имеет здесь отчетливо выраженную глыбовую структуру. Отдельные блоки континентальной земной коры, участвующие в строении этой зоны, испытали опускания, амплитуда которых последовательно возрастает по мере приближения к океаническому ложу.

Разломы, разграничивающие блоки, обычно представлены вертикальными или крутопадающими сбросами [32, Avedik, Howard, 1979]. Реже встречаются сбросы, имеющие падение в сторону океана под углами 30—45° [32, Montadert et al., 1979; 32, Roberts et al., 1979]. Глыбовая структура окраины Армориканского массива показывает, что в процессе ее образования преобладали вертикальные движения блоков, местами, по-видимому, осложняющиеся их гравитационным соскальзыванием. Признаки, которые указывали бы на горизонтальные напряжения, распространявшиеся от гипотетической рифтовой зоны в сторону континента, в структуре окраины Армориканского массива не обнаруживаются.

Тектонические движения определившие современное строение окраины Армориканского массива, могут быть реконструированы по размещению на континентальном склоне п-ова Бретань магматических, метаморфических и осадочных пород разного возраста и по распределению здесь же мощностей позднемезозойских и кайнозойских осадков.

По данным Ж.-А. Оффре и др. [32, Auffret et al., 1979], при драгировании на материковом склоне Бретани с глубин 4200—

3200 м были подняты обломки палеозойских гранитоидов, с меньшей глубиной (3000—2000 м) — палеозойские хлорит-серпичитовые и слюдяные сланцы, гранулиты и водорослевые известняки с остатками ежей, мшанок, гастропод, остракод, брахиопод и трилобитов, образующих мелководную ассоциацию, характерную для визейского яруса.

На глубине менее 2000 м обнаружены водорослевые известняки лейасового возраста, отлагавшиеся в лагунных условиях, раннеюрские брахиоподовые известняки с пелициподами и остракодами, обитавшими на глубине не более 500 м, и неокосмские мелководные известняки с мшанками, кораллами, ежами и бентосными фораминиферами.

Характер размещения на континентальном склоне разновозрастных магматических, метаморфических и осадочных пород, развитие на самом краю современного материка мелководных, в том числе лагунных, отложений позднепалеозойского — раннемелового возраста, отсутствие здесь глубоководных накоплений — все это подтверждает ведущую роль нисходящих движений в процессе формирования современной структуры окраины Армориканского массива.

Мощности позднемезозойских и кайнозойских осадков на континентальном склоне п-ова Бретань и прилегающей абиссали находятся в различных отношениях к современному рельефу краевой зоны.

Мощность отложений нижнего мела не контролируется современным рельефом. Она остается неизменной в пределах склона и на абиссальной равнине. В отличие от этого мощности верхнемеловых, палеогеновых и неоген-четвертичных пород у подножия континентального склона и на примыкающей к нему абиссали в 2—3 раза превышают мощности одновозрастных осадков, развитых в пределах склона. Эти соотношения указывают, что разрушение окраины Армориканского массива возникло не раньше второй половины мелового периода.

В осадках краевой зоны не обнаружено ни складчатых, ни разрывных нарушений, возникновение которых можно было бы связать с тангенциальными напряжениями, неизбежными в случае реализации модели спрединга. Послераннемеловые отложения облекают континентальный склон и абиссаль, сглаживая глыбовую структуру их основания, обусловленную неравномерными вертикальными подвижками отдельных блоков.

В целом, нынешняя континентальная окраина северной части Бискайского залива возникла в результате обрушения блоков древней материковой коры. Наиболее интенсивно блоковые движения, по-видимому, развивались в позднем меле и палеогене. В неогене на смену им пришли слабодифференцированные, но, возможно, значительно ускорившиеся опускания всей краевой зоны.

Судя по материалам Ж. -К. Сибю, У. Райана и М. А. Артура

[32, Sibuet, Ryan, 1979; 32, Arthur, 1979], континентальная окраина, обрамляющая с запада Иберийский полуостров, имеет глыбовую структуру, особенности которой свидетельствуют, что она, как и Армориканская краевая зона, возникла в результате вертикальных движений блоков материковой коры.

У побережья Марокко, около точек 415 и 416, верхнемеловые осадки местами испытали гравитационное соскальзывание, по видимому отчасти спровоцированное ростом соляных диапиров [32, Price, 1980].

Южнее, вблизи точек 369 и 397, по данным Г. Виссмана и К. Хицца [32, Wissmann, 1979, 32, Hinz, 1979], на профиле, расположенном поперек континентального склона, методом отраженных волн был установлен горизонт, который интерпретируется поверхностью готерив-нижнемелового несогласия. Мощность миоцен-плейстоценовых осадков, залегающих выше этой поверхности, на склоне не превышает 180—300 м. У подножия материкового склона и на прилегающей абиссали она возрастает в 4—7 раз. На склоне неоген-четвертичные отложения ложатся на олигоценные, в зоне подножия они срезают нижнемеловые слои. В отличие от этого распределение мощностей валаджин-антских отложений в пределах континентального склона и его подножия не зависит от их современной структуры.

Есть основания считать, что в поздней юре — раннем мелу на месте современного склона и подножия располагалась шельфовая зона, испытывавшая слабые компенсированные опускания. В послеготеривское время началось ее поднятие, возможно спровоцированное формированием крупной антиклиналь, простиравшейся согласно склону. В результате эта антиклиналь была выведена из-под уровня океана. Длительная эрозия, обусловившая срезание неокомских осадков, продолжалась до начала миоцена. Раннемиоценовые опускания сравнительно небольшой амплитуды захватили как склон, так и подножие. В это время, судя по примерно равным мощностям раннемиоценовых отложений на склоне, в зоне подножия и абиссали еще не произошло их тектонического разделения. Крупные опускания, отделившие склон от абиссальной зоны, возникли только в среднем миоцене. С этого момента началось некомпенсированное обрушение абиссальной зоны и формирование современной структуры материковой окраины.

Таким образом, как у побережья Бретани и Иберийского полуострова, современная структура континентальной окраины Северо-Западной Африки возникла в результате крупных вертикальных движений земной коры. Как и в рассмотренных ранее примерах, она не несет никаких признаков сжатия, которого следовало бы ожидать согласно новой глобальной тектонике.

7. Как уже отмечалось, с помощью бурения на северо-востоке Атлантики выявлены значительные опускания океанического ложа в течение последних 150 млн. лет. Они развивались неравномерно и захватывали отдельные участки океанического

дна в разное время. По этому признаку в границах окраины Северо-Восточной Атлантики можно выделить две крупные зоны, различающиеся временем возникновения глубоководной океанической обстановки.

Первая из них охватывает северную и восточную окраины Западно-Европейской и восточные части Иберийской и Канарской котловин, вторая лежит южнее, вблизи островов Зеленого Мыса, и в центральной части юга Канарской котловины.

На севере первой зоны, вблизи плато Роколла, интенсивные опускания земной коры начались в послеготеривское время и характеризовались значительной пространственной дифференцированностью, в результате чего некоторые участки нынешнего океанического ложа оставались поднятыми еще в миоцене и плиоцене и испытали опускание только в послемииоценовое или послеплиоценовое время.

На юго-востоке современной Западно-Европейской котловины и в Иберийской котловине послеготеривские опускания были менее дифференцированными и к началу миоцена в этой акватории земная кора опустилась по меньшей мере до глубин нижней батшалы.

Южная часть зоны, лежащая вдоль северо-западного побережья Африки, между Гибралтаром и Канарскими островами, в течение поздней юры и раннего мела располагалась в пределах шельфа. В это время восточная граница акватории с батшалы в абиссальными глубинами находилась в 500—600 км западнее ее современной позиции. Эта оценка является минимальной и не исключено, что в конце раннего мела Африканский шельф простирался в западном направлении на еще большее расстояние.

В некоторых ограниченных по площади участках (например, в пределах современной абиссали Хосху) опускания начались в конце раннего — начале позднего мела, но на большей части рассматриваемой акватории шельфовая обстановка сохраняется до раннемиоценовой и даже конца позднемиоценовой эпохи.

Глубоководные океанические котловины второй зоны, по видимому, начали формироваться раньше, чем на севере. Впрочем, не исключено, что опускания возникли здесь одновременно с исходными движениями некоторых участков земной коры первой зоны, но развивались более интенсивно и захватили большую акваторию.

Это относится к акватории, прилегающей к островам Зеленого Мыса. Океанические глубины центральной части Канарской котловины, близкие к современным, начали формироваться задолго до позднемеловой эпохи. Учитывая разрезы точек 137 и 138, можно предположить, что во внутренних зонах некоторых котловин Северо-Восточной Атлантики к началу раннего мела уже существовала глубоководная обстановка.

8. В разрезах ряда скважин, независимо от глубин океана в точках их заложения (1700—5000 м), обнаружено поразительное

тельное сходство с разрезами одновозрастных отложений, обнажающихся или скрытых бурением на прилегающих к этим скважинам участках материков.

В некоторых случаях устанавливается практически полная аналогия литологического состава, окраски, степени сортированности, фацальной принадлежности и фауны одновозрастных осадков, развитых на континентах и в океане. Это обстоятельство свидетельствует о недавнем продолжении материков в пределах современной океанической акватории. Во всяком случае, это сходство, особенно для сравнительно древних подразделений разреза, нельзя объяснить исходя из представлений «новой глобальной тектоники».

### ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

Под Экваториальной Атлантикой понимается часть океана, расположенная между 15° с. ш. и 5° ю. ш. В этой части океана во время 3, 4, 14, 39 и 41-го рейсов пробурено восемь скважин: 143, 144 — на возвышенности Демерара, 25, 142 и 354 — на возвышенности Сеара, обрамляющей с юго-востока Гвианскую котловину, 366 — на возвышенности Сьерра-Леоне, 13 — в северной части Гвинейской котловины и 367 — в котловине Зеленого Мыса (табл. 8, см. рис. 1).

Таблица 8

Точки глубоководного бурения в пределах Экваториальной Атлантики

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		дна	забой	
25	00°31' ю. ш., 39°14' з. д.	1916	77	Ранний миоцен или олигоцен
142	03 22 с. ш., 42 23 з. д.	4376	623	Миоцен
143	09 28 » », 54 19 » »	3493	327	Апт
144	09 28 » », 54 19 » »	2957	180	Маастрихт — поздний кэмпан
354	05 54 » », 44 12 » »	4052	900	Маастрихт
13	06 02 » », 18 14 » »	4585	463	Сенон
366	05 41 » », 19 51 » »	2853	850	Маастрихт
367	12 29 » », 20 03 » »	4758	1153	Кимеридж — оксфорд

В скв. 142 вскрыта 300-метровая толща плейстоценовых алевроитовых песков и глин, сменяющихся на глубине 367 м фораминиферо-нановыми илами, известковистыми глинами и фораминиферовыми песками с обломками мшанок и раковин моллюсков, относящимися к плиоцену. Между 451 и 609 м залегают миоценовые мергелистые илы, мел, фораминиферовые пески с мшанками, известняки и песчаники [32, Hayes et al., 1972].

По определению Д. Бекманна [32, 1972], смешанная фауна плиоценовых и миоценовых слоев является аллохтонной, попавшей в разрез этой скважины при размыве коралловых

островов, по-видимому существовавших в неогене на близлежащем поднятении Сеара.

Разрезом скв. 25 заключение Д. Бекманна подтверждается. По данным Р. Бадера и др. [32, 1970], в точке 25 под плиоцен-плиоценовыми илами мощностью 15 м обнаружены илы с прослоями гравия и песков, отнесенные к верхнему — среднему миоцену. К прослоям песков приурочены угловатые и округлые гальки известняков, коралловых известняков и песчанистых известняков. На глубине 57 м этот горизонт подстилается рифовыми ракушками и коралловыми известняками, условно отнесенными к нижнему миоцену или олигоцену.

Скв. 354 расположена ближе к подводной дельте Амазонки. По данным К. Перч-Нилсен и других исследователей [32, 1977], в этой точке обнаружены плиоцен-плиоценовые илы мощностью около 150 м, нанолы и мел миоцена (145—400 м), олигоценные, эоценовые и палеоценовые слои, сложенные мелом (400—843 м). Последние с размывом, через базальный конгломерат ложатся на отложения маастрихтского яруса, представленные известково-мергелистым мелом. В осадках маастрихта обнаружена богатая фауна мелководных бентосных фораминифер с большим количеством агглютинированных форм [32, Premoli Silva, Boersma, 1977]. Небольшая глубина маастрихтского моря устанавливается и по наофлоре, в составе которой присутствуют такие заведомо мелководные формы, как *Kamptnerius magnificus*, а форм, указывающих на глубоководные условия, не обнаружено [32, Perch-Nielsen, 1977].

Таким образом, разрезы, вскрытые на возвышенности Сеара, указывают, что в прошлом на месте этой подводной структуры лежала мелководная зона с условиями коралловой литорали. Часть этого барьерного рифа (точки 25 и 142), по-видимому, была втянута в опускание еще в начале палеоцена. Однако в это время, судя по хорошей сохранности наофлоры и присутствию бентосных фораминифер, глубины были относительно небольшие.

Учитывая данные Т. ван Андела, Д. Сидла, Д. Скэйтера и У. Хей [48, van An del et al., 1977], начало интенсивных погружений дна в точке 354 должно быть отнесено к палеоцену, для которого эти ученые определяют глубину 2900 м (на 1150 м меньше современной). Суммарная амплитуда постемаастрихтских нисходящих движений в точке 354 близка к 4600 м, из которых около 800 м были компенсированы осадками. Юго-восточная часть возвышенности опустилась скорее всего в конце миоценовой эпохи. Размах этих движений в точке 142 достигает 4700 м, а в точке 25 не превышает 1800—1900 м.

Скв. 143 и 144 на возвышенности Демерара [32, Hayes et al., 1972] дошли до мелководных отложений апт-альбского возраста. В точке 144 в призабойной части основной скважины (264—327 м) были вскрыты кварцево-карбонатные глины, ракушечные мергели и аргиллиты, глинистые сланцы и известняки.

В известковых алевролитах, залегающих в основании разреза, встречены линзовидные скопления раковин моллюсков. Судя по составу отложений, обильной микрофауне и присутствию мелководной наофлоры (*Braarudosphaera*), накопление осадков в апте происходило в условиях прибрежного мелководья [32, Roth, Thierstein, 1972]. Верхнемеловые отложения, обнаруженные в основной и в дублирующей (144А) скважинах, представлены кампан-позднеэоценовыми цеолитовыми алевролитами, глинами, глинистыми сланцами, мергелями и известняками (144), цеолитовыми мергелистыми илами и мергелистыми алевролитами (144А).

В скв. 144 выше кампанского яруса вскрыты илы среднего палеоцена (104—112 м) и среднего эоцена (57—65 м). В дублирующей скважине в интервале 20—47 м залегают фораминиферо-наповые илы нижнего олигоцена, а между 140 и 147 м — среднепалеоценовые илы и мел. В точке 143 были установлены аптские галечные пески и гравий с обломками алевролитов, песчаников, кварцевых песчаников и глинистых сланцев.

Все эти данные свидетельствуют, что мелководная обстановка, существовавшая в точках 143 и 144 в аптском и альбском веках, в начале позднемеловой эпохи сменялась, условиями открытого моря с глубинами, близкими к современным [48, van Andel et al., 1977]. Послеальбские опускания в точке 143 равны 4200 м, в 144 — 3000 м.

В точке 366, лежащей на краю подводной возвышенности Сьерра-Леоне, в верхней и средней частях разреза были вскрыты плейстоцен-миоценовые илы (0—252 м) и слои эоценового мела (366—727 м). В нижней части серии, с глубины 585 м, в толще мела появляются тонкие прослои глинистых сланцев, глинистых и кремнистых известняков. Палеоценовый отдел (727—831 м) образован калькаренитами и кремнистыми известняками, отделенными на глубине 775 м внутриформационным перерывом от подстилающих мергелей, также относящихся к раннепалеоценовому отделу. Скважина была остановлена в мергелях, лежащих между 841 и 850 м и датированных маастрихтом.

По данным И. Лансело и др. [32, 1978], весь разрез скв. 366 представлен глубоководными осадками, накопившимися в обстановке близкой к современной. Следовательно, уже в конце мела на современной возвышенности Сьерра-Леоне располагалась океаническая зона с глубинами нижней батали. Послемаастрихтское опускание ложа океана в точке 366 было сравнительно невелико. По-видимому, оно не превышало 800—1000 м и было почти целиком компенсировано осадками.

Судя по разрезу скв. 13, пробуренной на северной окраине Гвинейской котловины, зона батальных глубин мелового времени протягивалась от точки 366 к точке 13. В последней в течение сенона — кампана накапливались, кремнистые и глинистые осадки и известняки [32, Maxwell et al., 1970]. После кампана

океаническое ложе опустилось и эоцен-неогеновые глины, мергеливые и радиоляриевые илы формировались в абиссальной обстановке. Размах послекампанских нисходящих движений в точке 13 составил 2000—2200 м.

Совсем другой разрез был вскрыт в восточной части котловины Зеленого Мыса. По данным И. Лансело и др. [32, 1978], в точке 367 сверху вниз выделяются терригенная (0—483 м), терригенно-карбонатная (между 540 и 891 м) и карбонатно-терригенная (891—1142 м) формации.

Первая складается плейстоцен-палеоценовыми глинами, цеолитовыми глинами, алевроитовыми глинами, порцелланитами и глинистыми песками с редкими прослоями мергелей. Вторая формация представлена преимущественно глинами, глинистыми сланцами с обильными растительным детритом, аргиллитами, алевроитами, содержащими карбонатные стяжения и слои известняков. Эти отложения были датированы верхним мелом — альбом, их мощность равна 350 м. В сложении третьей формации основное значение имеют карбонатные породы (глинистые известняки, мергели, известняки, калькарениты), которым подчинены глины, глинистые сланцы, иногда обогащенные глаукоцитом, и аргиллиты. Вскрытая мощность этой серии равна 250 м, ее верхи имеют апт-валанжинский возраст, а низы отнесены к кимериджу — оксфорду.

В настоящее время отложения третьей формации опущены на 5500—5800 м ниже уровня океана, однако целый ряд фактов указывает, что отложения кимериджа — оксфорда накапливались на несравненно меньшей глубине, возможно в пределах неритовой зоны.

Об этом, в частности, свидетельствует присутствие в основании разреза скв. 367 вулканитов подушечных лав афанитовых базальтов и базальтовой брекчи, указывающих на излияния на глубине меньшей 600 (1000) м. Абсолютный возраст базальтов, определенный К/Аг методом, равен  $88,5 \pm 0,8 - 92,0 \pm 1,6$  млн. лет, а по соотношению  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} - 104,6 \pm 1,7 - 123,9 \pm 6,3$  млн. лет [32, Duncan, Jackson, 1978].

Глаукоцит, карбонатные брекчи и калькарениты, встречающиеся по всему разрезу третьей формации, подтверждают глубины близкие к шельфовым. Так, в отложениях юрты и валанжина обнаружены многочисленные донные агглютинированные фораминиферы, среди которых преобладают виды, обитавшие в пределах шельфа [32, Kuznetsova, Seibold, 1978]. Этому заключению не противоречит наличие в разрезе третьей формации редких прослоев турбидитов. Как уже отмечалось, мутьевые потоки могут возникать в широком диапазоне глубин, и, в частности, их отложения были выделены впервые в составе мелководных озерных осадков.

Опускания, начавшиеся в послептское время, привели к возникновению глубоководной обстановки. Породы второй формации, по-видимому, отлагались в пределах средней батали, на

Точки глубоководного бурения в пределах Юго-Западной Атлантики

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			дн	збев	
23	Бразильская котловина	06°09' ю. ш., 31°03' з. д.	5079	208	Ранний миоцен
24		06 17 » » , 30 53 » »	5148	558	Кампан
355		15 43 » » , 30 36 » »	4886	460	То же
19		28 32 » » , 23 04 » »	4677	145	Средний эоцен
20		28 31 » » , 26 51 » »	4056	72	Поздний мел
515		26 14 » » , 36 30 » »	4265	636	Ранний эоцен
21	Возвышенность Рив-Гранд и плато Сан-Паулу	28°35' ю. ш., 30°36' з. д.	2113	131	Кампан
22		30 00 » » , 35 51 » »	2134	242	Средний эоцен
356		28 17 » » , 41 05 » »	3175	741	Львб
357		30 00 » » , 35 34 » »	2086	736,5	Сантон — коньяк
516		30 17 » » , 35 17 » »	1313	1270,6	Плиоцен
517		30 57 » » , 38 02 » »	2963	50,9	Ранний миоцен
518	29 58 » » , 38 08 » »	3944	76,7		
331	Аргентинская котловина	37°53' ю. ш., 38°07' з. д.	5077	18	Плейстоцен
358		37 39 » » , 35 58 » »	4990	842	Поздний кампан
328		49 49 » » , 35 40 » »	5095	397	Поздний мел
513		47 35 » » , 24 38 » »	4381	387	Ранний олигоцен
514		46 02 » » , 26 51 » »	4322	151	Средний олигоцен
327	Плато Фогс-кленд	50°52' ю. ш., 46°47' з. д.	2400	469,5	Неоком (?) — апт
329		50 39 » » , 46 05 » »	1531	464,5	Поздний палеоцен
330		50 55 » » , 46 53 » »	2626	575	Поздний рифей или ранний палеозой
511	Плато Фогс-кленд	51 00 » » , 46 58 » »	2602	632	Неоком (?) — апт
512		49 52 » » , 40 50 » »	1844	78	

Накопление миоценовых пород в точке 23 по находкам кокколитоидов происходило на глубине несколько меньшей, чем глубина уровня карбонатной компенсации [32, Нау, 1970], тогда как плиоцен-плейстоценовые отложения отлагались ниже этого уровня [32, Benson et al., 1970], что соответствует амплитуде последнего эпохи погружения точки, равной 2200—2300 м. В точке 24 глубоководные условия существовали по меньшей мере с кампанского века. Турбидитовые накопления из разрезов обеих скважин, по данным Р. Рекса и Дж. Марри [32, 1970], имели своим источником материк Южной Америки либо какие-то исчезнувшие к настоящему времени внутриокеанические поднятия.

Верхняя часть разреза скв. 355, по данным К. Перч-Нилсен и др. [32, 1977], представлена серией пелагических осадков — илами, цеолитовыми глинами и агиллитами с редкими тонкими прослоями песков. В этой толще установлены два внутриформационных перерыва, отделяющие плиоценовые слои от

глубинах несколько меньшей глубины уровня карбонатной компенсации [32, Jansa et al., 1978]. В начале кайнозоя произошло погружение, в результате которого глубина океана в точке 367 приблизилась к современной. Амплитуда послеоаптских нисходящих движений достигла 5400—5600 м, из которых около 550 м были компенсированы осадками.

Выводы. 1. Небольшое число скважин, пробуренных в пределах Экваториальной Атлантики, не позволяет обнаружить общие закономерности строения разрезов, которые они вскрывают. Можно только отметить, что и здесь как будто бы намечается одна из закономерностей, установленных на более представительном материале по Северной Атлантике.

В разрезе скв. 367, содержащем мелководные кимеридж-аптские отложения, определено, что в течение 40—45 млн. лет эта точка отодвигалась от оси гипотетического спрединга, не испытывая заметного опускания.

2. На западе и юго-западе Экваториальной Атлантики, на месте нынешних подводных поднятий (Демерара и Сера), в верхнемеловую эпоху располагалось прибрежное мелководье. Несмотря на опускания, начавшиеся в палеоэоцене, юго-восточная оконечность возвышенности Сера, по-видимому, оставалась поднятой до конца миоцена или плиоцена, да и в настоящее время отдельные вершины, лежащие на этой возвышенности, имеют глубины в пределах первой сотни метров.

На востоке рассматриваемой акватории, в границах современных котловин Зеленого Мыса и Гвинейской и поднятия Сьерра-Леоне, уже в позднемеловую эпоху существовал глубоководный бассейн. Можно думать поэтому, что зона больших (по меньшей мере батинальных) глубин протягивалась отсюда далеко на север, к позднемеловому глубоководью Северо-Восточной Атлантики, устанавливаемому по разрезам скважин 12, 137—141 и 368. Судя по разрезу скв. 367, начало формирования этой батинальной зоны можно отнести ко второй половине раннемеловой эпохи.

#### ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Во время 3, 4, 36, 39, 71 и 72-го рейсов «Гломар Челленджера» в этой акватории было пробурено 23 скважины (табл. 9, рис. 3).

В двух скважинах на северо-западе *Бразильской котловины* на абсиссальной равнине Пернамбуку (23 и 24) вскрыты глубоководные илы и глины с прослоями песков, принесенных мутьевыми потоками. В одной из них (23) эти отложения датируются плейстоценом, плиоценом и миоценом, их мощность не превышает 130 м. В другой (24) керн отбирался с глубины 198 м. Здесь были вскрыты раннемиоценовые кварц-полевошпатовые пески и глинистые алевролиты (198—235 м). Более низкие горизонты разреза обнаружены в дублирующей скв. 24А. На глубине 503—558 м ею пройдены аргиллиты, алевролиты и пески кампанского яруса [32, Bader et al., 1970].

нижнемiocеновых и нижний миоцен от среднего эоцена. На глубине около 400 м нижнеэоценовые илы подстилаются со стратиграфическим перерывом маастрихт-кампанскими алевролитами и наолами, вскрытая мощность которых равна 43 м.

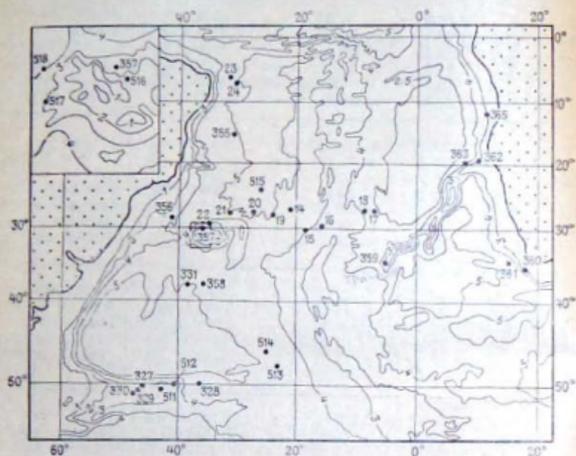


Рис. 3. Точки глубоководного бурения в южной части Атлантического океана

Судя по находке раковин иноцерам, верхнемеловые осадки должны были формироваться на глубинах, не превышающих 500 м [32, Thiede, Dinkelmann, 1977], однако отсутствие в меловых слоях мелководной наофлоры [32, Perch-Nielsen, 1977] и смешанное сообщество фораминифер, включающее абиссальные бентонные формы и формы характерные для шеритовой зоны, свидетельствуют о верхнемеловом бассейне глубиной 3000—4000 м [32, Sliter, 1977]. Эти (или несколько большие) глубины, по-видимому, были характерны и для эоценового бассейна [48, van Andel et al., 1977]. Крупные донные фораминиферы, в том числе мелководные *Miogypsina*, найденные в песчаных слоях раннего эоцена, являются перетолженными [32, Voetsma, 1977]. Суммарную амплитуду послекампанского погружения точки 355 определяют в интервале 1300—2300 м, послеоценового — около 1000 м.

Маломощные (140 м) осадки, вскрытые в точке 19 (юго-восточная часть Бразильской котловины), представлены сверху вниз неохарактеризованными фауной глинами, олигоценowymi цеолитовыми глинами, глинистыми и мергелистыми илами и

мелом, под которыми залегают верхне-среднеэоценовые илы [32, Maxwell et al., 1970]. Присутствие в разрезе олигоцена карбонатных пород указывает на глубину олигоценового океана, несколько меньшую современной (3000—4000 м), и послеолигоценовое погружение дна на 800—1800 м.

В точке 20 обнаружены чрезвычайно маломощные плейстоценовые нановые глины (0,4 м), плиоценовые мергелистые илы и глины (1,1 м). Ниже со стратиграфическим несогласием лежат переслаивающиеся мергелистые илы, глины, мел, почти нацело образованный остатками мелководных кокколитов (*Braarudosphaera*), и известковистые илы, датированные поздним и ранним олигоценом. Основание разреза сложено эоценовыми мергелистыми глинами и среднеэоценово-верхнемеловыми (?) наолами [32, Maxwell et al., 1970].

Имеющиеся признаки противоречивы и не позволяют однозначно оценить глубину верхнемелового — палеоэоценового океана в этой точке. Ничтожные мощности осадков этого возраста как будто указывают на глубоководную обстановку и удаленность области размыва. В то же время браарудосфераевый мел олигоценного возраста мог сформироваться только при одном из двух условий: во-первых, наличии мелководья, во-вторых, значительной приближенности эродированной области или в результате совместного влияния этих факторов. Поскольку на возвышенности Риу-Гранди олигоценные отложения или представляли мелководной фацией (22), или выпадают из разреза (точки 21 и 357), предположение о близости точки 20 к позднэоценовой области размыва представляется наиболее вероятным. В конце миоцена глубина океана в этой точке была близка к современной [48, van Andel et al., 1977].

В южной части Бразильской котловины во время 72-го рейса были пробурены скв. 515А и В. Они вскрыли 180 м терригенных илов, датированных по фораминиферам и наофлоре квартерной — плиоценом. Эта серия подстилается 440-метровой пачкой гли и илов с фораминиферами и наофлорой, позволяющими определить возраст вмещающих слоев от миоцена до олигоцена. Разрез завершается 21-метровым горизонтом известковистых цеолитовых алевролитов раннеэоценового возраста [33, Barker et al., 1980].

В этом разрезе зафиксирован перерыв между нижним эоценом и олигоценом близкий к перерыву, установленному в точке 20. Глубина накопления эоценовых осадков в точке 515 однозначно не определяется. Учитывая глубины уровня карбонатной компенсации в эоценовой Южной Атлантике [48, van Andel et al., 1977] можно допустить, что в точке 515 глубина эоценового бассейна была на 700—1200 м меньше современной. Как и в точке 20, глубина океана в точке 515 к концу миоцена приблизилась к нынешней.

Разрезы, вскрытые на подводной возвышенности Риу-Гранди, резко отличаются от только что охарактеризованных.

В точке 21, по данным А. Максвелла и других исследователей [32, Maxwell et al., 1970], под плейстоценовыми илами на глубине 38 м с резким стратиграфическим несогласием залегают известковые илы среднеэоцено-позднемолового возраста. Между 85 и 115 м вскрыты маастрихт-кампанские известковые илы с обломками пелеципод (*Inoceramus*), лежащие на пористый ракушняк. Контакт между кампанскими илами и ракушняком выражен резко и, по-видимому, указывает на размыв, предшествовавший отложению илов.

Мелководная обстановка, в которой накапливался ракушняк, сохранялась и во время формирования кампан-маастрихтских илов. Об этом свидетельствуют обильная нанофлора, близкая по составу к однообразным флорам северного побережья Мексиканского залива и Западной Европы, и высокое содержание в илах терригенного материала [32, Pimm., 1970]. В начале палеогена (62—58 млн. лет), по оценке Т. ван Андела и др. [48, van Aniel et al., 1977], глубина в точке 21 несколько увеличилась, но не превышала 700 м. Те же исследователи считают, что современная глубина (2100 м) в этой точке установилась во второй половине плиоцена.

Скв. 22 была остановлена в среднеэоценовых отложениях, представленных илами и мелом с обильными остатками мелководной нанофлоры (*Braarudosphaera*) и прослоями грубослоистых песчаников.

В точке 357, также расположенной на поднятии Риу-Гранди, под плейстоцен-нижнемиоценовыми илами на глубине 179 м вскрыта 67-метровая пачка олигоценового мела, подстилаемого отложениями верхнего и среднего эоцена — мелом, доломитами, глауконитовыми песками и известняками (225—445 м). Эти слои отделяются горизонтом вулканической брекчии от палеоценовых известняков (464—483 м). Ниже залегают маастрихт-сантонские известняки, мел, доломиты, мергельные и кремнеземные известняки с *Inoceramus* [32, Perch-Nielsen et al., 1977]. В этом горизонте отмечен эрозионный перерыв между сантоном и кампаном [32, Premoli Silva, Boersma, 1977].

В скв. 516 на глубине 1271—1251 м вскрыты оливин-плагио-оклазовые базальты с прожилками кальцита, включающие остатки кораллов и мшанок. Выше (1251—1240 м) были обнаружены вулканомиктовые и карбонатные турбидиты и брекчии коньяк-сантонского возраста с мшанками, кораллами и раковинами моллюсков, указывающими на то, что накопление вмещающих пород происходило в пределах фотозоны, на глубине не более 100 м. Еще выше залегает 250-метровая серия известняков и доломитизированных известняков с обломками раковин иноцерам, датированных коньяк-сантоном — поздним маастрихтом. В интервале 1000—664 м установлены позднемаястрихт-среднеэоценовые известняки, содержащие между 874 и 664 м прослой брекчии. Верхние 663 м разреза сложены внизу известняками, сменяющимися мелом, наповыми и фораминиферовы-

ми илами и фораминиферовыми песками. Их возраст определен как среднеэоцен-голоценовый [24, Barker et al., 1981].

В центре поднятия Риу-Гранди, в точке 517 были вскрыты 50,9 м четвертичных и плиоценовых карбонатных илов. Скв. 518, забуренной на восточном склоне канала Вима, пройдено 54 м четвертичных, плиоценовых и позднемииоценовых карбонатных илов, под которыми между 54 и 76,7 м лежат алевролиты среднего — нижнего миоцена [33, Barker et al., 1980; 24а, 1981].

По разрезам скв. 21, 22, 357 и 516—518 установлено, что в границах современной возвышенности Риу-Гранди в течение позднего мела — позднего палеогена существовала сложная тектоническая обстановка. Вертикальные движения земной коры характеризовались значительной дифференцированностью, неоднократными изменениями направленности и темпа.

Так, например, в точке 21 литоральные условия времени накопления ракушняков сменялись поднятием и размывом. После этого в кампане произошло опускание и до конца маастрихта — начала палеоцена аккумуляция илов происходила на глубинах, максимальная величина которых, судя по присутствию иноцерам, не должна была превышать 500 м, а по данным Т. ван Андела, Д. Сиды и др. [48, van Aniel et al., 1977], 700 м. Их формирование было прервано в конце маастрихта — начале палеоцена поднятиями, завершившимися в эоцене. После опусканий в среднем эоцене точка 21 до плейстоцена, по-видимому, оставалась устойчиво поднятой. В отличие от этого в соседней точке (22) между средним эоценом и концом раннего миоцена сохранялись условия мелководного моря и опускание произошло в среднемиоценовое время. В точке 516 глубина коньяк-сантонского бассейна не превышала 100 м. Наконец, в точке 357, судя по остракодам, меловое море имело глубину меньше 500 м [32, Benson, 1977]. Между сантоном и поздним кампаном произошли поднятия и размыв, в позднем кампане началось погружение, и к палеоцену глубина (по остракодам) превышала 800 м.

Эти оценки — не единственно возможные. Основываясь на находках бентосных фораминифер, У. Слайт [32, 1977] устанавливает глубину сантонского моря 1000—1500 м. В кампане она увеличивается до 1500—2500 м, а в маастрихте уменьшается до 500—1000 м. Остракоды, пелециподы и морские ежи, встречающиеся в осадках этого бассейна, У. Слайт считает перестолженными.

Следует отметить, что оценки палеоглубин в пределах возвышенности Риу-Гранди, предлагаемые У. Слайтом, резко отличаются от оценок других исследователей и, скорее всего, должны быть пересмотрены. По данным Д. Сиды [32, Thiede, 1977], кампанские ракушняки в точке 21 накапливались на глубине порядка 50 м, иноцерамы и другие двусторники, встречающиеся в сантонских слоях скв. 357, обитали на глубинах от 300 до 500 м, а эоценовые вулканические брекчии из того же разреза формиро-

вследствие литоральных условий (глубина около 50 м). Этот исследователь приводит также результаты драгирования, проведенного на возвышенности Риу-Гранди НИС «Жеобрезиль». В точках с координатами 29° 40' ю. ш., 36° 26' з. д. (глубина 2250 м), 29° 57' ю. ш., 36° 09' з. д. (1483 м) и 30° 51' ю. ш., 36° 52' з. д. (глубина 1815 м) со склонов возвышенности были подняты обломки известняков соответственно эоценового, олигоценового и эоценово-позднемолового (?) возраста. Все они, по заключению Д. Сиды [32, 1977], отлагались на глубине не более 100 м. Он считает также, что в сантоне и кампане в пределах современной возвышенности Риу-Гранди располагалась высокая островная суша, поднятая над уровнем моря на 2 км.

С. Мак-Доуэлл и др. [32, 1977] допускают, что в позднем мезозое и палеогене на месте возвышенности Риу-Гранди располагался вулканический архипелаг. В этом случае становятся понятными большая латеральная изменчивость осадков, накапливавшихся в это время, многочисленность и разновременные перерывы и размывы, оползневые дислокации [32, Fodor, Thiede, 1977], присутствие перотложенной макрофауны.

В то же время нельзя исключить то, что временами поднятия захватывали не отдельные мелкие блоки, а относительно большие участки островной платформы. Возможно, именно в результате таких движений на северной окраине возвышенности в кайнозое возникли глубокие ущелья, на сотни метров прорезающие толщу известняков.

Кроме того, можно предположить, что до сравнительно недавнего времени возвышенность Риу-Гранди в структурном отношении была связана с материковым шельфом. На это указывает обильный терригенный материал в палеоценовых и эоценовых осадках, развитых на возвышенности. В отдельных слоях содержание обломков кварца достигает 38%, плагиоклаза 52% и калиевого полевого шпата 19%. Присутствующие вместе с ними обломки магнетита, граната, горблендита, циркона, клинопироксена, эпидот-цоизита, по мнению Е. М. Емельянова, Е. С. Тримониса [32, 1977], свидетельствуют о сносе осадков с суши Южной Америки. Очевидно, что такой снос на возвышенности Риу-Гранди мог идти только при отсутствии глубоководного канала, отделяющего в настоящее время возвышенность от плато Сан-Паулу и связанного с этим каналом меридионального подводного течения [32, McCoy, Zimmerman, 1977].

Былая структурная общность возвышенности Риу-Гранди и материкового шельфа устанавливается при сопоставлении разрезов возвышенности и плато Сан-Паулу (скв. 356) с разрезами, вскрытыми при бурении на нефть в прибрежных районах Бразилии [47, Leyden et al., 1971, 14, Almeida, 1976].

В точке 356 [32, Perch-Nielsen et al., 1977] обнаружены плиоценовые и раннемiocеновые илы, в том числе глауконитовые, а на глубине 118—294 м средне-раннеоценовые известковокремнистые илы, мел, мергели и доломиты общей мощностью

124 м. Интервал 418—712 м заключает маастрихт-туронские мел и доломиты, сменяющиеся вниз по разрезу конгломератами с окатышами глины, алевролитами, сапропеллитами и доломитизированными алевролитами с прослоями доломита. В приэрибной части скважины между 712 и 741 м установлены известково-алевролиты, глауконитовые известняки, доломитизированные известняки альбского яруса.

Определения палеоглубин, приводимые различными исследователями для точки 356, очень противоречивы. По находкам дольных фораминифер глубина альбского моря достигала здесь 500—1500 м. По другой оценке, глубина того же моря равнялась 600—1000 м [32, Kumar et al., 1977]. В сантоне она увеличилась до 1500—2000 м, а в маастрихте — до 2000—2500 м [32, Sliter, 1977].

Эти цифры кажутся очень сомнительными, особенно те из них, которые относятся к позднему мелу. Присутствие в верхнемеловых слоях точки 356 конгломератов с окатышами глины, сапропеллитов, рассеянного глауконита, обильной макрофауны пелещипод (*Inoceramus*), остракод, морских ежей, а также наофлоры, содержащей такие, безусловно, мелководные формы, как *Kamptnerius magnificus* — все это указывает на обстановку прибрежного мелководья [32, Perch-Nielsen, 1977].

Мелководные условия, по-видимому, сохранились на плато Сан-Паулу и в палеоцено, о чем свидетельствует наофлора, характерная для прибрежных сообществ [32, Haq, Perch-Nielsen, Lohmann, 1977]. Находка бентосных фораминифер в палеоценовых слоях свидетельствует лишь о формировании их на глубинах менее 1000 м.

Раннеэоценовый бассейн Сан-Паулу, судя по данным диатомеям, был мелководным. Присутствие в наофлоре формы *Zyg-rhablithus bijugatus*, возможно, указывает на постепенное погружение его дна в среднем эоцено до глубин 500—1000 м. Глубина близкая к современной (3100 м) была достигнута на плато Сан-Паулу в точке 356 в начале миоцена [48, van Andel et al., 1977].

Из сопоставления разрезов скв. 356 и 357 обнаруживается ряд признаков, общих для обеих точек. Во-первых, в позднемеловых и палеогеновых отложениях устанавливаются синхронные перерывы осадконакопления, которые приходятся на середину кампанского века, конец маастрихта — начало палеоцено и позднепалеоценовое — раннеэоценовое время [32, Supko, Perch-Nielsen, 1977]. Во-вторых, отложения стратиграфического интервала от сантона до среднего эоцена включительно — это преимущественно карбонатные породы. В-третьих, верхнемеловые осадки представлены однитинными мелководными фациями. Наконец, в-четвертых, в верхнемеловых и палеогеновых отложениях присутствует обильный и однотипный в минеральном отношении терригенный материал. Все это позволяет говорить о тесной тектонической связи возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу в позднемеловую, палеоценовую и эоценовую эпохи.

Можно предположить, что и возвышенности Риу-Гранди, и плато Сан-Паулу располагались в пределах континентального шельфа. Такая реконструкция подтверждается сходством разрезов Риу-Гранди и Сан-Паулу с разрезами прибрежных районов Южной Америки.

По геофизическим данным, в доальпских отложениях плато Сан-Паулу развиты диапировые структуры, свидетельствующие о наличии здесь соленосных отложений, сравнимых с аптскими эвапоритами Южной Бразилии [47, Leyden et al., 1971; Kumar et al., 1966, 32, Gambôa, Kumar, 1977].

В наиболее приближенном к плато Сан-Паулу береговом бассейне Сантус над базальтами, сопоставляемыми с траппами Сьерра-Жерал, залегают баррем-аптские или аптские соленосные осадки, сменяющиеся вверх поздне меловыми литоральными и мелководными морскими накоплениями. Осадконакопление прерывалось восходящими движениями, отчетливо проявившимися в раннем сеноне и между кампаном и палеоценом [14, Almeida, 1976; 24, Butler, 1970; 14, Ponte, Alsmus]. Аптские эвапориты известны в ряде других бассейнов Восточной Бразилии — от Пелотас на юге штата Риу-Гранди-ду-Сул до Сержиши-Алагоас в штате Баян [14, Ponte, Alsmus, 1976].

Структурное единство плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди подчеркивается простиранием изопахит меловых отложений, ориентированных в пределах плато на восток — юго-восток, в направлении Риу-Гранди [14, Francisconi, Kowmann]. Такое простирание изопахит, резкое несогласие их с ориентировкой современных структур континентальной окраины (шельфа, континентального склона и континентального подножия), указывают также на послемеловой возраст краевых структур материка в районе плато Сан-Паулу, что лишней раз подтверждает быдую структурную общность плато и возвышенности Риу-Гранди.

К югу от возвышенности, в северной части *Аргентинской котловины* пробурены две скважины. В точке 331 пройдено 13 м, скважина не вышла из раннепалеоценовых алевролитовых глин [32, Barker et al., 1977]. Более глубокий разрез скв. 358 охватывает плейстоцен-кампанские отложения [32, Perch-Nielsen et al., 1977]. Верхние 57 м сложены плейстоцен-плиоценовыми илами. Ниже интервала, отбор керна в котором не проводился, залегают миоценовые илы, алевролиты и туфоалевролиты. Их мощность близка к 240 м. Они подстилаются алевролитами, содержащими редкие прослои мела. Верхи этой терригенной серии, общая мощность которой равна 361 м, относят к олигоцену, нижняя — к эоцену. Она подстилается 20-метровой пачкой мела, имеющего палеоценовый возраст. Около забоя были обнаружены алевролиты и мел маастрихта — верхнего кампана общей мощностью 28 м.

По находкам фораминифер накопление осадков в кампанском веке происходило на глубине 2700 м, а размах послекам-

панского погружения океанического ложа составил 2900—3000 м [32, Boersma, 1977]. По другой оценке, основанной на изучении бентосных фораминифер, глубина поздне мелового океана в северной части современной Аргентинской котловины достигала 3500—4000 м [32, Sliter, 1977], что дает амплитуду послекампанских движений 1800—2300 м. В то же время нанофора из меловых слоев характеризуется относительно мелководными сообществами с обильными *Kamptnerius magnificus* и *Arkhansoebtskiella cymbiformis*, что резко выделяет разрез 358 из ряда океанических.

В палеогене происходило дальнейшее погружение океанического ложа. К. Перч-Нилсен [32, Perch-Nielsen, 1977] отмечает, что сообщество коколитов из палеоценовых слоев точки 358 заметно отличается от сообществ в точках 356 и 357 и указывает на обстановку более открытого моря. Глубина эоценового бассейна в районе скв. 358 определяется в 4400 м [48, van Andel et al., 1977], т. е. на 600 м меньше современной.

На юге котловины в скв. 328 обнаружены биогенные илы, биогенные и цеолитовые глины, цеолитовые аргиллиты плейстоцен-палеоценового возраста. Под ними, на глубине 330 м, залегают маастрихт-кампанские и предкампанские аргиллиты вскрытой мощностью 67 м. Накопление осадков в конце мела происходило на глубине, большей глубины уровня карбонатной компенсации. Амплитуда послемаастрихтского опускания в точке 328 равна 2700 м.

В юго-восточной части котловины скв. 513 пройдено 180 м алевролитовых диатомовых илов. Под ними залегают 54-метровая пачка диатомовых илов с нанофлорой, датированных ранним миоценом — поздним олигоценом. Эти слои сменяются 145-метровой серией олигоценовых илов с прослоями кремней. Она ложится на базальты, вскрытая мощность которых составляет 6 м. В соседней точке 514 залегают плиоцен-четвертичные диатомовые и нановые илы. Скважина была остановлена в них на глубине 151 м [33, Ludwig et al., 1980]. Судя по разрезам скв. 513 и 514, в юго-восточной части Аргентинской котловины с конца палеогена существовали глубины близкие к современным.

Очень интересные разрезы были вскрыты на подводном *Фолклендском плато*.

В точке 327, по данным П. Бейкера и др. [32, Barker et al., 1977], глауконитсодержащие пески, гравий и глины плейстоцена подстилаются с крупным стратиграфическим несогласием нижнеэоценовыми цеолитовыми глинами с глауконитом. В интервале 32—89 м залегают палеоценовые детритусовые глины и илы, также содержащие глауконит. Они сменяются маастрихт-сантоисскими цеолитовыми глинами и илами, лежащими с перерывом на глауконитсодержащих глинах, известняках и меле альбского яруса. Апт-неокомские слои со вскрытой мощностью 133 м представлены сапропелитовыми аргиллитами, известняками, лигнитами и аргиллитами. Разрез кайнозойских

отложенный в точке 329 отличается от только что охарактеризованного значительно большей мощностью (464 м) и обилием карбонатных пород.

Полный разрез осадочного горизонта был вскрыт в точке 330 [32, Barker et al., 1977]. На глубине 129 м, с которой начали подъем керн, залегают средне-нижнеальбские цеолитовые глины мощностью более 60 м. Полная мощность аптского яруса не установлена. Об его составе (сапропелевые глины, аргиллиты, порцелланиты, известняки) можно судить по колонке, поднятой с глубины 224—233 м. В интервале 271—281 м были обнаружены сапропелевые глины неокома, а ниже 300 м — оксфорд-кимериджские сапропелевые аргиллиты и известняки с иноперамами, мощность которых равна 57 м. Они подстилаются сапропелевыми аргиллитами, алевролитами, глауконитовыми известняками, песчано-алевритовыми глинами, отнесенными к нерасчлененной поздней юре (357—499 м). Поздне- и среднеюрские отложения в интервале 518—556 м представлены глинистыми алевролитами, глинами, известняками, песчаниками с обломками лигнита. Эти слои залегают с резким разрывом и стратиграфическим несогласием на кварцевых и биотитовых гнейсах и гранитоидах, прорванных жилами пегматитов и дайками габброидов. В целом метаморфические интрузивный комплекс близок к докембрию Фолклендских островов [32, Tarney, 1977]. Возраст этих пород по Rb/Sr равен  $535 \pm 66$  млн. лет, по K/Ar  $399 - 287 \pm 7$  млн. лет, что позволяет отнести их к позднему рифею или раннему палеозою [32, Beckinsale, Tarney, 1977].

Сейсмопрофилирование, проведенное на Фолклендском плато, позволяет предположить широкое развитие в его пределах отложений раннего мела и юры, аналогичных обнаруженным в точке 330, а также кристаллического фундамента, сложенного метаморфическими образованиями. По П. Бейкеру и др. [32, Barker, 1977; 32, Barker et al., 1977], сейсмические данные указывают на присутствие этих горизонтов в точке 329, а на профилях через Фолклендское плато, полученных Дж. Юингом, У. Людвигом и др. [35, J. Ewing et al., 1971], кровле кристаллического фундамента скорее всего отвечает отражающая поверхность со скоростями 5,9—6,3 км/с.

По разрезу скв. 330 восстанавливаются последовательные изменения условий седиментации в пределах Фолклендского плато в течение средней — поздней юры и раннего мела. По Р. Сомпсону [32, 1977], в конце доггерра — начале мальма на плато существовал замкнутый бассейн с параличскими условиями седиментации. Субарзальная обстановка устанавливается по присутствию в средне-верхнеюрских слоях лигнита, обильных растительных остатков и отсутствию морской фауны. Трансгрессия в начале мальма привела к возникновению эпиконтинентального моря, в котором в обстановке открытого шельфа накапливались преимущественно терригенные алевролиты, глины и сапропелевые аргиллиты. Судя по концентрации кокколи-

тов, это был солоноватоводный бассейн с солесностью 17—18‰ [32, Burky, 1974]. Эти условия сохранялись в течение поздней юры и после кратковременного перерыва на границе юры и мела [32, Wise, Wind, 1977] возобновились и сохранялись до конца аптского века. По обильной фауне, включающей аммониты белемниты, цефалоподы, пелециподы и кораллы [32, Jones, Plafker, 32; 1977], устанавливается, что накопление нижнемеловых сапропелитов происходило в мелком эпиконтинентальном бассейне, в прибрежной, временами осушавшейся зоне которого формировались лигниты. Близость суши определяется по составу и степени сохранности пыльных и спор [32, Harris, 1977].

С альбского века дно этого моря начало испытывать погружение, протекавшее в различных точках с разной интенсивностью. По находкам нижнемеловых фораминифер из скв. 330 реконструируются глубины порядка 100—400 м [32, Sliter, 1977], тогда как в точке 327 глубина альбского моря достигла 2400 м [32, Tjalsma, 1977].

За этим опусканием последовало поднятия и разрыв, о чем свидетельствует, во-первых, выпадение из разреза точки 330 осадков от сеномана до палеоцена включительно и, во-вторых, степень измененности сапропелевых аргиллитов, указывающая на первоначальное погребение их под толщей осадков мощностью от 1500 до 3000 м [32, Comer, Littlejohn, 1977].

Скв. 511, лежащая в северо-восточной части плато, была пробурена во время 71-го рейса. Скважиной пройдено 3 м плиоцен-четвертичных фораминиферных илов, залегающих с перерывом на палеоцен-нижнеолигоценных осадках. Последние имеют мощность 192 м и представлены диатомовыми и диатомово-нановыми илами. Ниже лежат известковые и цеолитовые илы, глины и аргиллиты коньяк-раннемаастрихтского возраста мощностью 217 м. Под ними вскрыты среднесантон-нижнеальбские аргиллиты и мел (80 м), а также пачка нефтеносных алевролитов (134 м), датированных неокомом-аптом [33, Ludwig et al., 1980].

В точке 512 бурение было прервано на глубине 78 м в диатомовых илах, содержащих средне-позднемиоценовую и явно перетолженную эоценовую наофлору. Возраст этих осадков неясен [33, Ludwig et al., 1980].

По-видимому, в разных частях плато Фолкленд верхнемеловые поднятия имели различную продолжительность и, например, в точке 327 завершились в предсантонское время.

В палеоцене, судя по находкам наофлоры, на Фолклендском плато существовали условия краевого моря [32, Haq, Perch-Nielsen, Lohmann, 1977]. Глубина его оценивается в 1300—2400 м [32, Tjalsma, 1977]. Основываясь на составе наофлоры [32, Wise, Wind, 1977], считают, что указанные глубины сохранялись в точках 327 и 329 также в эоцене и, возможно, в олигоцене. По мнению Т. ван Андела и других исследователей [48, 1977], глубина олигоценового бассейна во второй точке

была меньше 1500 м. Погружение океанического ложа в это время замедлилось и, скорее всего, опускания в основном успевали компенсироваться осадками.

Конечные амплитуды послепалеогеновых нисходящих движений равны в точке 327 2300—2500 м, в точке 329—около 1500 м, в точках 330 и 511 они достигают 3000 м.

Выводы. 1. В Юго-Западной Атлантике устанавливается зависимость между возрастом осадков и их фациальной принадлежностью, аналогичная отмеченной ранее для северной части океана.

В последующем анализе учтены данные по 15 из 23 скважин, пробуренных в акватории Юго-Западной Атлантики. Из рассмотренных исключены разрезы 511—518, пройденные во время 71-го и 72-го рейсов «Гломар Челленджера», поскольку сведения о них пока крайне схематичны. Это обстоятельство не позволяет определить глубину накопления осадков с той достоверностью с которой она устанавливалась для скв. 3, 4, 36 и 39-го рейсов.

В первой группе, включающей все 15 точек были вскрыты неоген-четвертичные осадки. Только в одной (21) они частично представлены мелководными накоплениями, что составляет 6,6% от общего их числа.

Во вторую группу, включающую скважины, достигшие палеогеновых пород, входит 13 точек. Три точки с мелководными осадками (21, 22 и 356) составляют 23% от общего их числа.

Наконец, в третьей группе, объединяющей точки с мелководными отложениями, в пяти случаях (точки 21, 327, 330, 357, 356, 358) из девяти обнаружены породы, формирующиеся на глубинах, не превышавших 500 м. Это составляет 55,5% от числа скважин, достигших меловой системы.

Можно отметить, что включение в расчет точек 511—518 не влияет на его конечный результат. Намеченная тенденция остается неизменной. Число разрезов, достигших мелководных осадков неоген-четвертичного, палеогенового и мелового возраста, в этом случае составит соответственно 4,3, 17,6 и 63,6% от общего числа скважин, вскрывших эти отложения.

Таким образом, устанавливается та же тенденция увеличения относительной роли мелководных фаций по мере перехода от молодых отложений к более древним. В этом отношении Юго-Западная Атлантика не отличается от Северной. Сопоставление распределения мелководных отложений по возрастным группам в юго-западной части Атлантического океана с подсчетами для Северной Атлантики показывает, что, не различая качественно, они разнятся количественно. Если на севере океана отношение числа точек с мелководными неоген-четвертичными осадками к общему числу точек, вскрывающих отложения этого возраста, равно 1:3,4 и 1:3,7, то на юго-западе оно составляет 1:1,6. В группе точек с палеогеновыми отложениями получим соответственно 1:2,7—1:1,7 для северной части океана и 1:4,3 для

юго-западной. Для группы точек с породами меловой системы отношения составят 1:1,1; 1:1,2 (север) и 1:1,8 (юго-запад).

Таким образом, отношения, характерные для неоген-четвертичных отложений Северной Атлантики, наблюдаются в палеогене Юго-Западной Атлантики, а устанавливаемые на севере для палеогена переходят на юго-западе на одну возрастную ступень ниже и отмечаются в меловых осадках. Такой последовательный сдвиг, возможно, указывает на относительную древность Юго-Западной Атлантики, свидетельствует о том, что стадии формирования океанической котловины, достигнутые в Северной Атлантике в неоген-четвертичное и палеогеновое время, были пройдены на юго-западе в палеогеновом и меловом периодах. Время заложения Южной Атлантики пока что не может быть установлено достаточно точно. Однако, учитывая, что в относительно молодой северной части океана известны глубоководные отложения средней юры, можно думать, что начало формирования южной части океана, безусловно, относится к доюрскому времени.

2. Относительная древность Юго-Западной Атлантики сказывается также в резком сокращении числа точек, разрезы которых характеризуются присутствием мелководных отложений широкого стратиграфического диапазона. Такие осадки вскрыты только в точках 21 и 330. В первой они встречены в интервале от кампанского до нижнемiocенового яруса включительно, во второй точке накопление мелководных осадков и поднятия, сопровождавшиеся разрывом, устанавливаются в промежутке от средней юры до позднего палеогена.

Следовательно, первая из этих точек, даже если она и отодвигалась вместе с литосферной плитой от оси срединга, в течение 60 млн. лет оставалась устойчиво поднятой и испытала резкое погружение лишь 15—20 млн. лет назад. Океаническое ложе в районе точки 330 испытывало более длительное поднятие, равное в абсолютном исчислении 125—135 млн. лет. Однако, как будет показано, данные по этой точке должны быть исключены из обсуждения проблемы постепенного погружения новообразованных литосферных плит.

3. Материалы, относящиеся к точке 330, представляют особый интерес, поскольку они позволяют утверждать, что эта точка никогда не располагалась в рифтовой зоне срединного хребта, а оставалась все время в пределах материка Южной Америки. Такое структурное положение скважины резко выделяет ее из ряда многочисленных океанических скважин с мелководными отложениями широкого стратиграфического диапазона. Казалось бы, это обстоятельство должно было обусловить развитие в океанических точках и точке 330 вертикальных движений, резко различающихся направленностью, временем смены циклов относительных поднятий и опусканий и их продолжительностью. Однако такие различия не устанавливаются. Существует ряд океанических точек, испытывавших столь же длительное

(125—135 млн. лет) относительно поднятия, как и точка 330, и, тем, как и последней, присуща смена продолжительных относительных поднятий сравнительно кратковременными и несравненно более интенсивными опусканиями, приходящими на время от позднего мезозоя до позднего кайнозоя. Также нельзя говорить и о каких-либо принципиальных отличиях конечных амплитуд этих нисходящих движений (3000 м в точке 330, 2500—5000 м в океанических точках).

Следовательно, точка, располагавшаяся не на океанической литосферной плите (первоначально разогретой, а затем остававшейся и оседающей), а на холодной и более мощной континентальной литосфере, характеризуется вертикальными движениями, неотличимыми от движений океанических точек.

Это может служить косвенным признаком тектонического единства океанических точек и точки 330 и указывать на отсутствие каких бы то ни было особых механизмов, обуславливающих погружение коры в пределах океанических акваторий. И уж, во всяком случае, этот факт свидетельствует о возможности формирования структур океанического ложа в процессе вертикальных смещений крупных блоков континентальной коры, сопоставимых по размерам с блоком подводного плато Фолкленд.

4. Разрезы осадочного горизонта, вскрытые на Фолклендском плато, по мнению ряда ученых, дают новый фактический материал, подтверждающий мобилистскую реконструкцию Пангеи.

Эта реконструкция аргументируется присутствием в нижне-меловой фауне Фолклендского плато ряда австралийских и индотихоокеанских форм. Так, представители рода двустворчатых моллюсков *Aucella* известны в Австралии, Индонезии, на Мадагаскаре и на юго-востоке Африки [32, Jones, Plafker, 1977]. Сообщества фораминифер, установленные в нижнемеловых слоях точки 327, по мнению У. Слайта, обнаруживают близость к однообразным сообществам Австралии [32, Sliter, 1977], а в точке 330 сходны с меловыми ассоциациями юга Аргентины и Чили и южных районов Австралии.

По мнению У. Слайта, Д. Джонса и других исследователей [32, Sliter, 1977; 32, Jones, Plafker, 1977], это сходство свидетельствует о бывшей близости Фолклендского плато с Южной Африкой и Мадагаскаром. Раскалывание Пангеи и раздвигание ее отдельных блоков, обусловившее раскрытие Южной Атлантики, датируется по-разному. Р. Дингль и Р. Скраттон [24, Dingle, Scrutton, 1974] связали это раздробление с кампской складчатостью и датировали его ранне-позднетриасовым временем (200—235 млн. лет), К. Эмэри и др. отнесли его к концу доггера [47, Emery et al., 1975], Р. Реймент и Е. Тейт [44, Reymont, Teit, 1972] — к мальму, Р. Ларсон и Д. Ладд [40, Larson, Ladd, 1973], а вслед за ними Н. Кумар, Ф. Мак-

Кой и другие ученые [32, Kumar et al., 1977; 32, McCoy, Zimmerman, 1974] — к неокому (125—130 млн. лет).

Не обсуждая механизм формирования Южной Атлантики, но учитывая время заложения этой части океана, полученное из анализа распределения мелководных отложений по возрастным группам, следует отметить, что из перечисленных вариантов наиболее приемлемой представляется датировка Р. Дингля и Р. Скраттона.

Если же обратиться к оценке реальности досреднеовой структуры, реконструируемой сторонниками мобилистской концепции, то следует отметить, что бывшая близость Фолклендского плато, Южной Африки и Мадагаскара не может обосновываться сходством их меловых фаун. Для того чтобы установить несостоятельность этого признака, достаточно проштудировать работы тех ученых, которые используют этот признак для подтверждения мобилистской реконструкции.

В соответствии с их же заключениями меловые двустворчатые Фолклендского плато обнаруживают сходство не только с двустворчатыми Мадагаскара и Австралии, но и с сообществами двустворчатых, обитавшими на севере Канады, на Аляске, в Калифорнии и зоне Тетис [32, Jones, Plafker, 1977]. В свою очередь, фораминиферы плато Фолкленд близки не только к комплексам, установленным в южных районах Аргентины, Чили и Австралии, но и зоны Тетис, отличаюсь в то же время от однообразных сообществ Южной Африки [32, Sliter, 1977]. Наконец, юрская наофлора Фолклендского плато очень похожа на однообразную флору северных районов Франции и Англии [32, Wise, Wind, 1977], а меловая — на флору Тетиса [32, Haq, Lohmann, Wise, 1977].

Таким образом, используя сведения о распространении меловых двустворчатых и фораминифер и юрско-меловой наофлоры, можно сдвинуть плато Фолкленд не только с Южной Африкой и Мадагаскаром, но с равным успехом также и с Индокитаем, Северо-Восточной Африкой, северо-западом Европы и севером Канады.

#### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Во время 3, 39 и 40-го рейсов «Гломар Челленджера» в этой части океана было пробурено восемь скважин (табл. 10, см. рис. 3).

Скв. 364 прошла плейстоценовые илы с обильным растительным детритом, черные глины и илы плиоцена и на глубине 64—207 м вскрыла известковые илы с прослоями кварцевых песков, отнесенные к миоцену. Ниже по разрезу, между 245 и 330 м, залегают ранне-среднеоценовые мергелистые наоилы и мел, а между 349 и 359 м — пачка мела раннепалеоценового возраста. Маастрихт-кампанские слои (359—511 м) образованы главным образом мелом с *Inoceramus*, а ближе к нижней части го-

Точки глубоководного бурения в пределах Юго-Восточной Атлантики

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			дна	забол	
364	Ангольская котловина	11°34' ю. ш., 11°58' в. д. 11 39 » » , 11 54 » » 28 03 » » , 06 36 з. д.	2449	1086	Поздний этап Миоцен Поздний олигоцен
365			3018	687	
17			4360	102	
359	Китовый хребет	34°59' ю. ш., 04°30' в. д. 19 45 » » , 10 32 в. д. 19 39 » » , 02 03 » »	1658	107	Поздний эоцен Ранний эоцен Ранний апт
362			1325	1081	
363			2247	715	
360	Капская возвышенность	30°51' ю. ш., 18°06' в. д. 35 04 » » , 15 27 » »	2949	838	Средний эоцен Поздний апт — средний баррем
361			4549	1350	

ризонта мелом и глинистыми алевролитами. Ниже 511 м характер разреза резко меняется. Отложения от сантонского до альбского яруса представлены чередующимися мелом, алевролитами, глинами, сапропелевыми сланцами, мергелями, известняками, прослеженными до глубины 1014 м. Они подстилаются мергелистыми доломитами, глинистыми сланцами, известняками верхнего апта, вскрытая мощность которых равна 72 м [31, 32, Bolli et al., 1975, 1978].

В отложениях альбского яруса собраны донные фораминиферы, образующие типичную мелководную ассоциацию, почти неотличимую по составу от одновозрастных мелководных сообществ, которые установлены в пределах Южной Африки, на полуострове Индостан и в Большом Артезианском бассейне Австралии [32, Scheibnerova, 1978]. Мелкие донные фораминиферы из верхнемеловых слоев указывают на глубины средней или нижней части континентального склона, но не больше 2000 м [32, Beckmann, 1978]. Однако, судя по остаткам моллюсков (*Inoceramus*) в отложениях маастрихта, можно предположить, что вплоть до конца позднего мела глубина океана в точке 364 не превышала 500 м, а более интенсивные опускания начались в палеоцене. Суммарная амплитуда послепалеобских нисходящих движений в этой точке, по-видимому, достигает 3000 м, из которых 530 м были компенсированы осадками.

Олигоценные слои в точке 364 скорее всего накапливались на глубинах близких к современным [48, van Andel et al., 1977].

Особый интерес представляют прослой сапропелевых сланцев, обнаруженные в осадках альб-туронского возраста. Палинологические исследования аналогичных пород из разреза скв. 361 показали, что сапропелиты накапливались либо в субэвральных условиях, либо в неглубоком море, вблизи береговой линии [32, Davey, 1978; 32, Mc Lachlan, Pieterse, 1978]. С сапропелитами ассоциированы доломиты, поэтому не исключено,

что и те и другие формировались в лагунной обстановке [32, Matsumoto et al., 1978].

Миоценовые отложения в близлежащей точке 365 представлены в основном алевролитами, которым подчинены песчаники. Эти породы содержат переотложленную доальбскую наофлору, обломки турон-альбских сапропелитовых сланцев и поздне-меловые фораминиферы. Многочисленные признаки, указывающие на переотложение, а также градационная слоистость свидетельствуют о турбидитовой природе этих осадков, накопившихся в глубоководных условиях, по-видимому, близких к современным [31, 32, Bolli et al., 1975, 1978].

На противоположном борту *Ангольской котловины*, в скв. 17, до глубины 43 м залегают плейстоцен-нижнемиоценовые илы с редкими прослоями мела, а ниже, между 43 и 102 м, установлены нижнемиоцен-олигоценные браарудосферовый мел и илы [32, Maxwell et al., 1970]. Судя по этому разрезу, в точке 17 в позднем олигоцене и начале раннего миоцена существовала мелководная обстановка. Последующее погружение дна имело амплитуду порядка 4000—4400 м.

На северо-восточной оконечности *Китового хребта* в точке 362 была вскрыта мощная (710 м) пачка илов, содержащая в низах подчиненные прослой мела. Возраст этих пород был определен как плейстоцен-раннемиоценовый. Ниже залегают олигоценные мергели (в том числе браарудосферовые) и наовый мел. Их мощность равна 210 м. Они подстилаются известковыми алевролитами, известняками, калькарентитами и мелом, датированными эоценом [31, 32, Bolli et al., 1975, 1978; 32, Noël, Melguen, 1978].

Калькарентиты эоцена и мелководная наофлора в олигоценовых слоях свидетельствуют о литоральных условиях, существовавших до начала раннего миоцена. Опускания, следовавшие за этим, имели суммарный размах около 2000 м, из которых около 700 м были компенсированы осадками.

В расположенной рядом точке 363 был описан сходный разрез [31, 32, Bolli et al., 1975, 1978]. В этой скважине под средне-нижнемиоценовыми илами, в интервале 50—173 м, залегают олигоценные браарудосферовые илы и мел, ниже которых была вскрыта 100-метровая пачка мела, в том числе косослоистого, датированного эоценом. Ниже, до глубины 325 м, лежит палеоценовый мел. Эоценовые и палеоценовые осадки содержат иеритовую наофлору, представленную родами *Braarudosphaera* и *Tharacosphaera* [32, Proto Decima et al., 1978].

Непрерывный разрез верхнего мела представлен известняками и мелом с обильным терригенным материалом мощностью около 115 м. Верхнеальбский подъярус (440—553 м) образован алевролитами и известняками, мергелистыми известняками с многочисленными следами размыва. В слоении аптского яруса участвуют известняки и калькарентиты. Его вскрытая мощность составляет 60 м.

Апские калькаренти, по-видимому, накапливались в мелководной обстановке, на глубинах неритовой зоны. В пользу этого говорят мелководные донные фораминиферы, обнаруженные в этих отложениях [32, Scheibnerova, 1978]. Кратковременные поднятия сопровождались возникновением лагунных условий. В это время формировались доломиты. В послелебское время океан в точке 363 стал глубже. Мелкие донные фораминиферы из верхнемеловых слоев указывают на глубины в пределах 2000 м [32, Beckmann, 1978]. Мелководная наюфлора из палеоценовых и эоценовых осадков [32, Proto Decima et al., 1978] и мелководные же донные фораминиферы, обнаруженные в палеоценовых отложениях [32, Proto Decima, Bolli, 1978], возможно, свидетельствуют о поднятиях устойчиво сохранившихся до конца олигоцена, в течение которого отлагались косослонные известняки и брауродосферовые илы и мел. По данным Т. ван Андела и др. [48, van Andel et al., 1977], последовательность палеогеновых движений была иной и эоцен-олигоценовым поднятиям предшествовали интенсивные палеоценовые опускания, в результате которых возникли глубины, лишь на 300 м уступающие современным.

Послеолигоценовое погружение дна в точке 363 достигало 2100—2200 м.

На противоположной, юго-западной оконечности Китового хребта, в точке 359, по данным К. Перч-Ниелсен и др. [32, Perch-Nielsen et al., 1977], были вскрыты плиоцен-миоценовые илы мощностью 37 м, под которыми лежат со стратиграфическим перерывом илы и туфогенные илы верхнего эоцена с прослоями вулканического пепла. Для этих пород характерны присутствие глауконита (до 5%) и обильная фауна бентосных фораминифер, морских ежей, двустворок. В основании разреза скв. 359 обнаружены трахитовые туфы.

Судя по присутствию в туфах включений, сложенных осадочными породами с обильной макрофауной, их извержение происходило в субэвразальной обстановке [32, Fodor et al., 1977]. По находкам фораминифер глубина эоценового моря достигала 900 м [32, Boersma, 1977], однако К. Перч-Ниелсен считает эту цифру завышенной. По ее мнению, наюфлора, собранная в эоценовых слоях, указывает на мелководные условия [32, Perch-Nielsen, 1977]. В этом случае послеэоценовое (или посленижнемiocеновое, если считать перерыв между эоценом и средним миоценом разреза скв. 359, обусловленным субэвразальным размывом) погружение точки 359 составит около 1500 м. В конце миоцена точка 359 располагалась на глубине 1300 м [48, van Andel et al., 1977].

Скв. 360, пробуренная на подводной *Канской возвышенности*, прошла плиоцен-олигоценовые илы и мел и на глубине 564 м вошла в эоценовые мергели, мел и известковые глины [32, Bolli et al., 1978]. В соседней точке (361) послеэоценовые осадки имеют значительно меньшую мощность (31 м)

в сравнении с 564 м в точке 360 и установлены литологически сходные отложения эоценового возраста. Под ними в интервале между 259—288 м выходят палеоценовые глины и мел, сменяющиеся позднемеловыми глинами, песками, алевролитами и глинистыми сланцами с иноцерамидами. Для этой пачки (288—867 м) характерно широкое развитие косой слоистости. Ниже вскрыты глинистые сланцы и мел альбского яруса. Они подстилаются глинистыми сланцами, песчанистыми и глауконитовыми алевролитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками. В верхней части этой серии преобладают глинистые сланцы, часто содержащие большое число растительных остатков (25% от объема породы), внизу увеличивается число прослоев песчаников и возрастает их мощность. Аптекий ярус вскрыт между 1029 и 1295 м. В приобластной части скважины лежит 10-метровая пачка черных глинистых сапропелевых сланцев с обильными (до 10%) растительными остатками. Они датированы апт-барремом [32, Bolli et al., 1978].

Насыщенность баррем-альбских слоев растительным детритом указывает на условия накопления их либо в континентальной обстановке, либо в прибрежной зоне неглубокого моря. Изучение пыльца и спор из аптских и альбских отложений подтверждает это предположение [32, Davey, 1978; 32, McLachlan, Pieterse, 1978].

Широкое развитие среди позднемеловых пород косослонных разностей, содержащих обломки раковин двустворчатых моллюсков и обильную мелководную наюфлору [32, Proto Decima et al., 1978], присутствие глауконита указывают на сравнительно небольшую глубину позднемелового бассейна. Скорее всего она изменялась в интервале 200—500 м. Возможно, что некоторые горизонты верхнемеловой серии отлагались в прибрежной зоне.

Интенсивные опускания дна в точке 361, по-видимому, начались в раннепалеогеновое время. В эоцене тут уже существовал океан с глубинами близкими к современным. Т. ван Андел [48, van Andel et al., 1977] дает сходную оценку (2500 м) для начала миоцена. Общий размах послебарремских нисходящих движений в точке 361 достигает 5800 м, из которых 1300 м компенсированы осадками. В точке 360, судя по присутствию в эоценовых и олигоценовых слоях обильных мелководных кокколитов (*Braurodosphaera*, *Micrantholites*, *Pemma*), крупные опускания возникли только в конце палеогена—начале миоцена [32, Proto Decima et al., 1978]. Их амплитуда равна 3000 м.

Выводы. 1. Из восьми скважин, пробуренных в акватории Юго-Восточной Атлантики, в четырех обнаружены мелководные отложения эоценового и олигоценового возраста. Однако это не дает оснований считать, что юго-восток Атлантического океана моложе противоположной, юго-западной, части его. От такого вывода следует воздержаться, так как, во-первых, сейчас неизвестны разрезы осадочной толщи абиссальных зон

Ангольской и Капской котловины, и, во-вторых, четыре точки с мелководным палеогеном расположены на поднятии Китового хребта. Основываясь на них, можно говорить об относительно недавнем погружении этой структуры, но было бы опасно распространять этот вывод на всю акваторию Юго-Восточной Атлантики.

2. Судя по разрезу скв. 361, вскрывшей мелководные отложения баррем-маастрихтского (а возможно, и баррем-палеогенового) возраста, ее весьма проблематичное отступление от оси спрединга в течение 50—55 млн. лет не сопровождалось сколько-нибудь заметным погружением. Оно началось только тогда, когда эта точка прошла почти половину расстояния от срединного хребта до своей нынешней позиции. Таким образом, и в этой части океана расстояние точки от оси спрединга и глубина в ней океанического ложа не коррелируются.

3. В течение 39-го и 40-го рейсов «Гломар Челленджер» на противоположных краях Атлантического океана в точках 330, 356, 360 и 361 в отложениях поздней юры, раннего и позднего мела были обнаружены горизонты сапропелитов или глинистых сланцев с весьма обильным растительным детритом. Эти факты истолкованы как свидетельство былой совмещенности Южной Америки и Африки [32, Kumar et al., 1977]. Такая трактовка этих данных, на первый взгляд, кажется тем более вероятной, что в точках, расположенных на противоположных краях Южной Атлантики и оказывающихся сближенными при мобилистских реконструкциях, сапропелиты накапливались примерно одновременно.

Однако одно обстоятельство, если и не исключает полностью, то затрудняет использование этого признака для обоснования мобилистских построений. В эпоху накопления сапропелитов на плато Сан-Паулу и в Ангольской котловине мелководные осадки формировались также в пределах современной подводной возвышенности Риу-Гранди, а это означает, что на любой мобилистской реконструкции ширина срединеоловой Южной Атлантики (на широте нынешнего Рио-де-Жанейро) должна быть не менее 2000—2200 км. Следует отметить, что океан примерно такой ширины показан на палеогеографической схеме Т. ван Андела для начала сеноманского века [48, van Andel, et al., 1977].

Сапропелиты, накапливавшиеся в противоположных краевых зонах океана, отстоявших друг от друга на 2000 км, ни в малейшей степени не указывают на первоначальную сближенность Южной Америки и Африки, а свидетельствуют лишь о сходных физико-географических условиях, существовавших в середине мела в областях этих континентов, расположенных в пределах одной широтной зоны.

4. Сказанное в полной мере относится к попыткам обосновать мобилистские реконструкции присутствием аптоких эвапоритов в Бразилии, на плато Сан-Паулу и у побережья Анголы

[14, Leyden, 1976 и др.], поскольку нет оснований считать, что возвышенности Риу-Гранди в конце раннего мела не существовало.

Впрочем, главное возражение против объяснения прежней сближенности Африки и Южной Америки присутствием одно-возрастных эвапоритов в противоположных периферических зонах Южной Атлантики связано с тем, что размещение позднераннемеловых соленосных бассейнов в пределах этих континентов контролировалось не их положением относительно гипотетической новообразованной Праатлантики, а определялось глобальными климатическими факторами. Именно последние обусловили накопление эвапоритов в широтной зоне, лежащей в Южном полушарии между 0° и 30° ю. ш. и проходившей через Южную Америку, Западную и Восточную Африку и Северную Австралию [48, Meyerhoff, 1970; 14, Rona, 1976]. Этот меловой эвапоритовый пояс по своему генезису аналогичен более раннему триасово-юрскому соленосному поясу Северного полушария, располагающемуся между 10° и 55° с. ш. в Северной Америке, Европе, Северной Африке и Азии [48, Meyerhoff, 1970; 14, Rona, 1976]. Очевидно, что эвапоритовые пояса не имеют никакого отношения к якобы раскрывавшемуся в это время Атлантическому океану.

5. В точках 362 и 363, лежащих на северо-восточной оконечности Китового хребта, и в точке 17, расположенной в юго-западном углу абиссали Ангольской котловины, в процессе бурения обнаружены органогенные илы, мел и мергели, в которых роль породообразующих организмов принадлежит мелководным кокколитофорам рода *Braarudosphaera*.

Это позволяет наместить позднепалеогеновую шельфовую зону, по-видимому тяготеющую к современному Китовому хребту и захватывающую также значительную часть акватории нынешней Ангольской котловины. Судя по разрезам скв. 17 и 363, это мелководье просуществовало до начала раннего миоцена, после чего его северо-западный фланг был втянут в опускание, по-видимому связанное с накатыванием прогиба Ангольской котловины на поднятие Китового хребта.

Более ранняя стадия развития хребта восстанавливается по данным скв. 363, результатам драгирования и отбора колонковых проб. Как отмечалось, на северо-востоке хребта мелководная обстановка существовала во второй половине раннемеловой эпохи (скв. 363). По материалам драгирования на северном фланге северо-восточного сектора Китового хребта обнаружены альб-сеноманские отложения, содержащие фауну, обитавшую в мелководном море [40, Pastouret, Goslin, 1974]. Во время 12-го рейса «Вимы» на юго-восточном конце хребта в точке с координатами 08°06' в. д. и 22°58' ю. ш. (глубина 4118 м) была поднята колонка осадочных пород длиной 980 см. В ней установлены отложения плейстоцена, неогена и маастрихтского яруса. Неогеновые слои залегают на карбонатных

породы маастрихта с размывом, поверхность несогласия среза под углом 45° и покрыта коркой окислов. Среди фораминифер, собранных в верхнемеловых отсадках, преобладают планктонные формы. Донные фораминиферы указывают на глубину обитания в интервале 200—2000 м и значительную удаленность точки от берега [47, Todd, 1970].

6. Присутствие в скв. 359 трахитовых туфов абсолютного возраста  $40,1 \pm 1,0$  млн. лет [32, Fodor et al., 1977] может указывать на структурную общность Китового хребта и отрога Южно-Атлантического хребта, отходящего от последнего около параллели 40° и служащего коколом островов Тристан-да-Кунья и Хоф, с одной стороны, и зоной позднемелового-палеогенового вулканизма Намибии — с другой.

В пределах этого обширного ареала, в целом вытянутого в северо-восточном направлении, согласно простиранно Китового хребта щелочные лавы и туфы палеогенового возраста установлены не только в точке 359, но и на островах Хоф [45, Gast, Tilton, Hedge, 1964], Тристан-да-Кунья [42] и в районах Рехобот, Виндхук, Мессума и Цумб Намибии [29]. Трахиты изливались в наземных условиях, что установлено не только в Намибии и на острове Хоф, но и в точке 359. Извержения сопровождались мощными взрывами. Один из таких катастрофических взрывов и обусловил возникновение трахитовых туфов разреза 359 [32, Fodor et al., 1977].

Есть основания считать, что Китовый хребет и кулисообразно примыкающий к нему отрог Южно-Атлантического хребта с островами Тристан-да-Кунья и Хоф представляют собой полуразрушенный микроконтинент — реликт древней континентальной коры. На это указывает не только структурное единство ареала раннетриетичного щелочного магматизма, но и присутствие на островах Хоф и Тристан-да-Кунья угловатых обломков мусковит-биотитовых гранитов, микрогранитов и гнейсов. Об этом же свидетельствуют аномальные соотношения изотопов свинца и стронция в неоген-четвертичных лавах о-ва Хоф, обусловленные, по мнению П. Геста и др. [45, Gast et al., 1964], взаимодействием лав с древними кристаллическими породами, слагавшими стенки подводных каналов. Это взаимодействие сопровождалось перераспределением радиогенных изотопов, их захватом лавами.

В процессе гравиметрической съемки в северо-восточном секторе Китового хребта под ним обнаружен мощный корень, уходящий на глубину 25 км [24, Goslin, Sibuet, 1975]. Столь мощная кора под асейсмичным хребтом, в пределах которого к тому же в течение последних 20—30 млн. лет, по-видимому, не проявлялась вулканическая деятельность, также может служить косвенным указанием на континентальную природу этой структуры.

## ОКРАИННЫЕ МОРЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В этой акватории бурение проводилось во время 38-го рейса «Гломар Челленджера». Было пройдено 16 скважин (табл. 11, рис. 4).

В точке 336 вскрыты 45 м плейстоцен-плиоценовых илов, песков и глин с глауконитом, под которыми в интервале 45—159 м залегают илы, глины, пески (в том числе туфогенные)

Таблица 11

Точки глубоководного бурения в окраинных морях Северной Атлантики

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			дна	забой	
336 352	Исландско-Феррейский порог	63°21' с. ш., 07°47' з. д. 63 99 » » , 12 28 » »	830 1018	515 122,5	Средний эоцен Средний олигоцен
337	Норвежский котловина	64°52' с. ш., 05°21' з. д.	2657	132,5	Ранний или средний олигоцен
343 345	Люблен-ская котловина	68°43' с. ш., 05°46' в. д. 69 50 » » , 01 14 з. д.	3165 3216	284 802	Ранний эоцен Ранний миоцен
338 339	Плато Вюринг	67°47' с. ш., 05°23' в. д. 67 13 » » , 06 17 » »	1315 1276	437 108	Ранний эоцен Ранний или средний олигоцен
340 341 342	Плато Вюринг	67 12 » » , 06 18 » » 67 20 » » , 06 07 » » 67 57 » » , 04 56 » »	1244 1443 1316	104,5 456 170	Поздний эоцен Средний миоцен Ранний миоцен
348 350	Исландское плато	68°30' с. ш., 12°28' з. д. 67 03 » » , 08 18 » »	1777 1289	544 388	Олигоцен Поздний эоцен
346 347 349	Хр.-Ян-Майен	69°53' с. ш., 08°41' з. д. 69 32 » » , 08 42 » » 69 12 » » , 08 06 » »	732 745 928	187 190 319	Ранний эоцен Эоцен Ранний эоцен
344	Хр.-Кинло-вича	76°09' с. ш., 07°53' в. д.	2210	414	Миоцен или ранний плиоцен

и вулканические пеплы плиоцена с рассеянным глауконитом. Нижележащий горизонт (168—216 м) представлен верхне-среднеолигоценными глауконитовыми песками, глауконитовыми алевролитами, алевритовыми илами и пеплами. Содержа-



Рис. 4. Точки глубоководного бурения в североатлантических морях

Скв. 352 прошла 38-метровую пачку илов плейстоцен-плиоценового возраста, а между 46 и 122,5 м — среднеолигоценные — нанонлы с глауконитом.

По данным К. Мюллер [32, Müller, 1976], микрофлора, собранная в олигоценных отложениях точек 336 и 352, по видовому и родовому составу аналогична одновозрастным флорам Нидерландов, северных районов ФРГ и Дании. Судя по ней, на месте Исландско-Фарерского порога в конце палеогена существовал эпиконтинентальный бассейн с глубинами неритовой зоны. Это заключение подтверждается близостью эоцен-олигоценных сообществ фораминифер Исландско-Фарерского порога к одновозрастным ассоциациям Бельгии, Нидерландов, севера ФРГ и Дании, присутствием в эоценовых отложениях точки 336 обильных автохтонных растительных остатков [32, Bogolyubova, Timofeev, 1976] и глауконита. Как будет показано в конце этого раздела, петрологическая и химическая характеристики базальтов, вскрытых в ряде скважин, забуренных в 38-м рейсе, также служат косвенным указанием на существование в пределах порога неглубокого палеогенового эпиконтинентального моря.

Выпадение из разрезов скважин миоценовых (336) и верхне-

олигоцен-миоценовых (352) слоев позволяет предположить, что в послеолигоценное время на Исландско-Фарерском пороге существовала субазральная обстановка. В скв. 337, (пробуренной в Норвежской котловине [32, Talwani et al., 1976], вскрыт разрез, очень близкий к установленному на Исландско-Фарерском пороге. Под илами, глинами и вулканическими пеплами с рассеянным глауконитом, отнесенным к плейстоцену — плиоцену, на глубине 75 м залегают средне- или нижнеолигоценные глины и илы, сменяющиеся ниже 111 м серией перемежающихся лавовых потоков и вулканических брекчий базальтового состава. Базальты этих брекчий близки к базальтам Восточной Гренландии, Фарерских островов и плато Воринг [32, Schilling, 1976].

В Лофотенской котловине в точке 343 мощность плейстоценовых и плиоценовых отложений превышает 107 м. Они представлены песчаниками и известковыми илами с глауконитом и нанонами. Под ними в интервале 145—250 м лежат илы, вулканические пеплы, глауконитовые глины, аргиллиты среднего и нижнего эоцена. Нижняя часть разреза представлена потоками базальтовых лав, разделенных пачками терригенных пород (алевролиты, песчаники, глауконитовые песчаные илы, конгломератобрекчи и конгломераты, образованные глиняными окатерашами и галькой аргиллитов) и известняками с многочисленными следами размыва [32, Talwani et al., 1976]. Базальты из разреза скв. 343 сходны с платобазальтами Гренландии и Фарерских островов [32, Kharin, 1976; 32, Ridley, 1976; 32, Ridley, et al., 1976].

В раннем эоцене в точке 343 существовало неглубокое море. На это указывают обильные бентосные агглютированные фораминиферы, близкие к фораминиферам из нижнеэоценовых слоев северных районов ФРГ и глауконитовые пески. Многочисленные размывы в грубообломочных породах нижней части разреза свидетельствуют о периодически возникавшей субазральной обстановке [32, Caston, 1976]. Начиная со среднего эоцена, дно бассейна стало испытывать опускание, суммарная амплитуда которого равна 3100—3200 м.

В скв. 345, заложеной на дне Лофотенской котловины, вскрыта толща кайнозойских отложений, близких по литологии и возрасту к установленным в точке 343. Она начинается плейстоценовыми и плиоценовыми илами, залегающими со стратиграфическим несогласием на нижнемиоценовых илах. На глубине 188 м последние сменяются илами, алевролитами, глинами и вулканическими пеплами с прослоями известняков, датированными олигоценом. Их мощность равна 340 м. Между 559 и 764 м вскрыты эоценовые алевролиты, аргиллиты, известняки и вулканические пеплы с градационной слоистостью. Они подстилаются переслаивающимися грубозернистыми песчаниками, конютами переслаивающимися грубозернистыми песчаниками, конгломератами и массивными алевролитами с глауконитом, содер-

жание которого в некоторых слоях доходило до 10%. Разрез оканчивается базальтовой туфобрекчией, вскрытой в интервале 764—802 м.

По данным М. Талвани и других исследователей [32, Talwani et al., 1976], пирокласты формировались в неглубоком море, причем некоторые извержения могли происходить и в субмаринной обстановке. Лежащие выше эоценовые турбидиты также накапливались в мелководном бассейне. Прогибания, начавшиеся в конце эоцена или начале олигоцена, имели в точке 345 суммарный размах около 3500 м.

В пяти скважинах, пробуренных на плато Воринг (338—342), обнаружены разрезы двух типов. В одних точках (339, 340) под илами плейстоценового и плиоценового возраста залегают со стратиграфическим перерывом средние-раннеолигоценовые (339) или позднеэоценовые (340) илы, диатомиты, глины и вулканические пеплы, накопившиеся на глубинах, превышающих уровень карбонатной компенсации. В других (338, 341, 342) под плиоценовыми слоями установлены миоценовые отложения, предшественные диатомовыми илами, глаукоцитовыми илами, аргиллитами, песчаниками (около 10% глауконита) и вулканическими пеплами. Характерно, что в этих точках глаукоцитосодержащие породы встречаются не только в миоцене, но и в плиоцене. Так, например, в скв. 341 в сложении плиоценового отдела участвуют аргиллиты, содержащие примерно 15% глауконита. В точках 341 и 342 скважины не вышли из пород миоцена, в точке 338 нижнемиоценовые илы ложатся со стратиграфическим несогласием на среднеолигоценовые диатомовые илы и нанолы мощностью 70 м. Под ними вскрыты диатомовые и пепловые илы, песчаные глаукоцитовые илы, представляющие все ярусы эоцена и имеющие мощность 153 м. К ним приурочена фауна пелещипод, гастропод и морских ежей, донные и плактонные фораминиферы, аналогичные фораминиферам эоценовых отложений континентальной Европы.

Эоценовые осадки содержат обильную пыльцу и споры. По мнению Е. В. Кореневой и др. [32, Koreneva et al., 1976], состав пыльцы свидетельствует о накоплении эоценовых отложений в обстановке прибрежного мелководья, возможно в условиях эстуария или дельты. Судя по находкам макрофауны и мелководных кокколитофорид (*Discolithina micrantholithus*), прибрежная обстановка сохранялась в течение всей раннеэоценовой эпохи.

Последующее опускание, по мнению М. Талвани и др., привело в неогене к возникновению значительных глубин, превышающих глубину уровня карбонатной компенсации [32, Talwani et al., 1976].

Из сопоставления разрезов плато Воринг установлено, что послераннеэоценовые движения в его пределах отличались значительной дифференцированностью. Опускания отдельных блоков сменялись их поднятием и размывом. В районе точки 339

субмаринные условия сохранялись с познеолигоценовой эпохи до конца миоцена, в точке 340 разрыв начался в раннем олигоцене и продолжался до позднего миоцена, на других участках поднятия были кратковременными (поздний олигоцен в 338 и поздний миоцен в 341). Повсюду они сменялись интенсивными прогибаниями, в результате которых плато Воринг было опущено ниже уровня карбонатной компенсации. Последующее, возможно преддальнее, поднятие привело к возникновению эпиконтинентального бассейна с глубинами близкими к современным (1200—1400 м).

Континентальная природа плато Воринг косвенно подтверждается петрографической характеристикой развитых на нем базальтов. По мнению Г. Н. Харина [32, Kharin, 1976], эти базальты резко отличаются от базальтов срединных хребтов и океанического ложа, будучи в то же время очень близкими к платобазальтам Исландии и Фарерских островов.

На Исландском плато в двух скважинах вскрыты непрерывные разрезы осадков [32, Schrader et al., 1976] в стратиграфических интервалах от плейстоцена до олигоцена (348) и эоцена (350). В первой точке мощность плейстоцена, плиоцена, миоцена и олигоцена равна соответственно 75, 67, 300 и 85 м и все эти подразделения представлены одностийными породами — алевритами и алевrolитами, вулканическими пеплами и глинами. В разрезе нижнего миоцена встречаются прослои известняков, а олигоцен сложен в основном песчанистыми алевrolитами с рассеянной галькой базальтового состава [32, Talwani et al., 1976].

В скв. 350 плейстоцен и плиоцен слагаются относительно грубозернистыми осадками — фораминиферовыми и известковыми песками, алевrolитами, илами и вулканическими пеплами. Их общая мощность меньше 55 м. В формировании миоцена участвуют алевrolиты, глины, мел и аргиллиты. На глубине 198 м вскрыты литологически сходные отложения олигоцена, а в интервале 312—362 м — верхнеэоценовые алевrolиты, известняки и вулканические пеплы с рассеянным глаукоцитом.

Обе скважины достигли базальтов, причем в точке 348 они сходны с базальтами срединных океанических хребтов, а в 350 отличаются от них отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  близким к установленному в континентальных траппах. По содержанию редкоземельных элементов базальт из точки 350 сходен с базальтами Фарерских островов и плато Воринг [32, Schilling, 1976], а по петрографической и геохимической характеристикам аналогичен платобазальтам Восточной Гренландии [32, Ridley et al., 1976; 32, Kharin, 1976; 32, Raschka, Eckhardt, 1976].

Судя по разрезам скв. 348 и 350, глубины позднеэоценового и олигоценового моря были близки к современным (1000 м).

На хр. Ян-Майен, в скв. 346, под песчаными и пепловыми илами плейстоценового и плиоценового возраста, на глубине 25 м, вскрыты среднемиоценовые пеплы, алевrolитовые и песча-

тивные илы с глауконитом (5—7%), глауконитовые пески и алевролиты с глауконитом (30—70%). Ниже 120 м залегают глауконитосодержащие пески, известковистые песчаники, алевролиты, датированные эоценом [32, Talwani et al, 1976]. В точке 347 эоцен обнаружен на той же глубине (121 м) и представлен плами с галькой, алевролитами и алевролитами, песчанистыми алевролитами, аргиллитами и вулканическими пеплами. В обоих точках в эоценовых отложениях найдены фораминиферы (в том числе *Lenticulina cultrata*), близкие к фораминиферам из эоценовых пластов Германии. Эти сообщества свидетельствуют о незначительной глубине среднепалеогенового моря.

В точке 349 плейстоценовые отложения представлены в основном глауконитовыми песками, алевролитами и вулканическими пеплами, причем в отдельных горизонтах содержание глауконита поднимается до 35—40%. Между 31 и 110 м залегают олигоценые алевролиты, в которых глауконита ничтожно мало. В интервале 110—158 м вскрыта пачка нижнеолигоценых или верхнеэоценовых алевролитов и алевролитов, а еще ниже (186—319 м) песчаники и конгломераты с прослоями алевролитов и известняков. Эти слои были отнесены к эоцену.

Эоценовое море в точке 349 было незначительной глубины. Обильные песчаные фораминиферы образовывали сообщество внешнего края шельфа. Небольшая глубина бассейна подтверждается также находками остатков эхиноидей и мшанок. В олигоцене, возможно, произошло некоторое погружение морского дна, сменившееся в раннемиоценовую эпоху поднятием. Не исключено, что субаральная обстановка сохранялась в точке 349 до конца плиоцена, а в плейстоцене небольшое опускание привело здесь к возобновлению морской седиментации в условиях прибрежного мелководья. Такое предположение основывается на присутствии в разрезе плейстоцена скважины 349 глауконитовых песков и алевролитов, поскольку вряд ли можно отнести их формирование за счет ледового разноса. Последнему противоречат высокая концентрация глауконита и отчетливая приуроченность повышенных концентраций его к отдельным горизонтам не только терригенных, но и вулканокластических пород.

Наконец, скв. 344, расположенная на хр. Книповича, прошла почти 300-метровую толщу плейстоценовых и плиоценовых песчаных и известковых илов с рассеянным глауконитом. Они подстилаются глинистыми песчаниками и аргиллитами верхнего или верхнего — среднего миоцена. Скважина остановлена в габбро-диабазе, слагающих пластовую залежь (377—414 м).

В осадках, слагающих нижнюю часть плиоценового отдела, была обнаружена богатая хорошо сохранившаяся фауна агглютинированных и известковых фораминифер, приуроченная к прослоям, обогащенным терригенным материалом. По мнению М. Талвани и др. [32, Talwani et al., 1976], эти породы являются отложениями мутьевых потоков. По-видимому, они накаплива-

лись в неглубоком море. Опускания, начавшиеся в середине плиоцена, имели размах около 2200 м.

Выводы. 1. Для разрезов кайнозойских послетрапповых осадков окраинных морей Северной Атлантики характерна выраженная синхронность стратиграфических перерывов в подавляющем числе точек. На Исландско-Фарерском пороге, плато Воринг, в Норвежской котловине, на хр. Ян-Майен и, по-видимому, в Лофотенской котловине из разреза выпадают отложения от среднего (или верхнего) олигоцена до верхнего миоцена или нижнего — среднего плиоцена включительно (336, 337, 339, 340, 349, 352 и, возможно, 345). В некоторых точках, лежащих на тех же подводных структурах, отмечается менее длительный седиментационный перерыв, начавшийся в раннем или среднем миоцене и завершившийся либо в конце миоцена, либо в первой половине плиоцена (338, 342, 343, 345, 346). На плато Воринг этому перерыву предшествовал еще один, падающий на олигоценую эпоху. Только в скважинах 348 и 350, пробуренных на Исландском плато, были обнаружены непрерывные разрезы палеоген-четвертичных осадков.

Таким образом, несмотря на некоторые колебания продолжительности перерывов от точки к точке, все они укладываются в один и тот же временной интервал — от раннего олигоцена до плиоцена включительно.

Это обстоятельство и полное отсутствие миоценовых отложений на Британских островах [2], в Норвегии (Хольтедаль, 1957 г.) и крайне ограниченное развитие проблематичного морского миоцена в Восточной Гренландии (Бертельсен, 1964 г.) позволяют предположить, что для большей части современной акватории Северной Атлантики эпоха между ранним олигоценом и серединой или концом плиоцена характеризовалась поднятиями и господством континентальных условий. Субаральная обстановка установилась надолго в Норвегии, на Британских островах, на месте современных Исландско-Фарерского порога, плато Воринг, Норвежской и Лофотенской котловин и хр. Ян-Майен. В позднем палеогене и эоцене морские условия устойчиво сохранялись лишь в акватории нынешнего подводного Исландского плато, причем не исключено, что этот эпиконтинентальный бассейн деградировал в направлении к Гренландии, где морской миоцен если и формировался, то на очень незначительных площадях. Распространилась ли олигоцен-миоценовая Эрия в акваторию современного Гренландского моря, или в последнее существовал морской бассейн пока неясно. На юге эта суша омывалась внутренним морем, покрывавшим северо-западную часть ФРГ, южные районы Дании и южную часть акватории современного Северного моря. Этот водоём, по-видимому, сообщался с океаном через узкий пролив, располагавшийся на месте Ла-Манша.

2. Палеогеографическая обстановка конца палеогенового и неогенового времени позволяет предположить, что в пределах



Устойчивое сохранение континентальных условий до середины или конца неогенового периода показывает, что палеогеновый платобазальтовый магматизм возник и развивался вне всякой связи с формированием океанической впадины Северной Атлантики или рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. Эти структуры не существовали ни на начальной, ни на конечной стадиях платобазальтового магматизма. Данный вывод совпадает с заключением Ю. М. Шейнманна [13].

Судя по абсолютному возрасту океанических базальтов (337 и 348), излияния пород этого типа также начались задолго до возникновения главных структур современного ложа Северной Атлантики. Если этот магматизм в какой-то степени и был связан с их формированием и развитием, то его влияние проявлялось не таким путем и не в той последовательности тектонических событий, какие подразумеваются и реконструируются сторонниками мобилизма.

Нет оснований считать, что образование Северной Атлантики началось с заложения и раскрытия рифтовой зоны на месте современного Срединно-Атлантического хребта и продолжалось формированием океанической коры, сопровождавшимся постепенным отодвиганием друг от друга Северо-Американской и Евразийской материковых плит. Одни исследователи относили раскрытие рифта Северной Атлантики к среднему мезозою [19, Johnson, Heezen, 1967], другие — к началу или концу позднемеловой эпохи [21, Kristoffersen, 1978; 24, Pitman, Talwani, 1972], третьи — к концу палеоцена — началу эоцена [24, Talwani, Eldholm, 1977; 32, Talwani, Udintsev, 1976; 32, Ridley, 1976; 32, Luyendyk, Shor, Gunn, 1979]. Между тем, как было показано, рифтовой зоны не существовало не только в среднем мезозое или конце палеоцена, но и гораздо в более позднее время, когда на суше, располагавшейся в пределах современной акватории Северной Атлантики, начались излияния магм, переходных от трапп-толеитовых к океаническим, а также магм типично океанических. Судя по данным Ю. М. Шейнманна и результатам глубоководного бурения, платобазальтовый магматизм не был отделен сколько-нибудь заметным перерывом от океанического. Характерно, что последний первоначально охватил значительную территорию, включавшую в себя акваторию нынешних глубоководных котловин, относительно приподнятых плато и срединного хребта.

Все эти структуры современного океанического ложа начали формироваться в конце миоцена и в плиоцене в результате наступления больших опусканий на ранее приподнятой территории Эриа. Опускания сопровождались (или совпали) по времени с отмиранием магматической деятельности на большей части акватории Северной Атлантики, локализацией ее в срединном хребте. Это «стягивание» магматизма к наиболее глубоководной и проницаемой зоне, возможно, и послужило непосредственной причиной возникновения срединного хребта и глубоководных котловин.

Непрекращающийся приток относительно обогрешенного расплавленного материала под хребет мог обусловить устойчивое развитие поднятий, сопровождавшихся растяжением и проседанием блоков земной коры, лежавших в его осевой зоне.

Следовательно, образование рифта не предшествовало раскрытию Северной Атлантики и не провоцировало его. Рифтовый хребет появился на одной из заключительных стадий формирования океанической впадины, причем и она, и хребет в равной степени были обязаны своим возникновением изменившимся процессам перераспределения вещества мантии. Трудно сказать, является ли установленная последовательность тектонических событий универсальной, характерной для всей системы океанических рифтовых хребтов, или она проявилась только в пределах рассматриваемой акватории.

4. Имеющийся фактический материал позволяет наметить последовательность тектонических событий и эволюцию палеогеографической обстановки в пределах Северной Атлантики в течение последних 70—80 млн. лет.

Судя по отсутствию отложений маастрихского яруса в Восточной Гренландии [20], на севере Ирландии и в Шотландии [2], большая часть рассматриваемой области, по-видимому, испытала поднятие в конце кампана — начале маастрихта. Позднемиоценовая регрессия, возможно, была относительно кратковременной на западе, в Восточной Гренландии, где известен морской палеоцен, но на большей части территории континентальная обстановка сохранялась весь палеоцен. В этих условиях начались излияния платобазальтов.

К концу формирования трапповой серии, в одних случаях в эоцене, в других — в олигоцене, произошла трансгрессия и море покрыло значительную площадь, соответствующую современным Лофотенской и Норвежской котловинам, плато Вогринг, Исландскому плато, Исландско-Фарерскому порогу и хр. Ян-Маейн. Вначале этот эпиконтинентальный бассейн был очень мелководным, однако последующее погружение привело к возникновению батальных глубин. Эти нисходящие движения были кратковременными и уже между концом раннего олигоцена и концом раннего миоцена сменялись новыми поднятиями. Позднепалеогеновая — раннемиоценовая регрессия немалого уступаала позднемеловой.

В миоцене в пределах рассматриваемой области продолжалась вулканическая деятельность, но излияние и внедрение платобазальтов сменялись излияниями пород океанического типа. Морские условия сохранились в это время на Исландском плато и в прилегающем к нему районе Восточной Гренландии.

Новые опускания, на этот раз приведшие к возникновению глубоководного океанического бассейна, начались в конце миоцена и в плиоцене. В это же время образовались основные структурные элементы океанического ложа — подводные плато, котловины и срединный хребет.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

1. В акватории Атлантического океана и его окраинных морей к апрелю 1980 г. бурение было произведено в 143 точках. Скважины вскрыли отложения от средней юры до голоцена, накопившиеся в очень различных условиях, от литоральных до абиссальных. Распределение осадков по возрасту и глубине формирования приведено в табл. 12. В ней использованы сведения по 135 разрезам, вскрытым к апрелю 1977 г., когда был завершен 53-й рейс «Гломар Челленджера». Данные по скв. 511—518, пройденным в 71-м и 72-м рейсах, в таблице не учтены, поскольку чрезвычайно лаконичное описание их колонок [33, Ludwig et al., 1980, p. 31-32; 33, Barker et al., 1980, p. 32-33] не дает надежного определения глубины накопления осадков. Данные, приведенные в таблице, относятся только к наиболее древним отложениям, вскрытым каждой скважиной.

Из данных табл. 12 следует, что последовательное повышение относительного значения точек, вскрывающих мелководные осадки того или иного возраста, находится в прямой связи с абсолютным возрастанием отложений. Следовательно, в целом для Атлантического океана устанавливается та же корреляция между возрастом отложений и их фашиальной принадлежностью, какая была отмечена для Северо-Западной, Северо-Восточной и Юго-Западной Атлантики. Заметим, что по величинам, полученным для всего океана (с учетом скважин, расположенных в северных окраинных морях, в экваториальной зоне и на юго-востоке Атлантики, для которых ранее не проводилось подсчета их распределения по возрастным группам), подтвердилась подмеченная ранее закономерность.

Подсчеты для крупных возрастных групп отчетливо показывают последовательное повышение роли мелководных и соответствующее сокращение относительного значения глубоководных фаций по мере перехода от молодых отложений к более древним.

В первой возрастной группе (неоген — четвертичные отложения) точки с мелководными осадками составляют 43,2% от общего числа их. Такое значение мелководных фаций определяется в основном неогеновой системой, в отложениях которой осадки, формировавшиеся на глубинах, меньших современных, встречены в 36 и 66% точек.

Во второй возрастной группе палеогеновых отложений мелководные (и относительно мелководные) фации обнаружены в 73,7% скважин, в третьей группе эта величина возрастает до 88,6%, и, наконец, в четвертой (юрская система) — до 100%. Соответственно от группы I к IV сокращается распространенность абиссальных фаций (см. табл. 12).

Таким образом, формирование современного глубоководного Атлантического океана происходило путем последовательного вовлечения в крупные опускания ранее поднятых участков зем-

Таблица 12  
Глубина формирования древнейших (для каждого разреза) осадочных пород и последующие движения ложа Атлантического океана и его окраинных морей

Возраст древнейших осадков	Глубина (в м) седиментационных бассейнов и характер движений их ложа						Общее число точек	Возрастные группы
	<500, опускание до бегло-абиссального уровня		>500, опускание до абиссального уровня		2000—6000, глубина не меняется			
	Точки	% от общего числа	Точки	% от общего числа	Точки	% от общего числа		
Возраст древнейших осадков	количе- ство	% от общего числа	количе- ство	% от общего числа	количе- ство	% от общего числа	I	
	4	30,8	2	15,4	6	46,2		
	4	66,5	—	—	2	33,4		
	6	24,0	3	12,0	9	64,0		
Неоген и миоцен в целом	14	31,8	5	11,4	19	43,2	II	
	5	83,3	2	8,3	1	16,7		
	16	66,7	—	—	8	25,0		
Эоцен	5	62,5	2	5,3	5	37,5	III	
	25	68,4	2	5,3	10	26,3		
	13	61,9	5	28,5	2	9,6		
Палеоген в целом	19	79,2	2	8,3	3	12,5	IV	
	32	72,7	7	15,19	5	11,4		
	7	77,6	2	22,2	—	—		
Юра	79	56,5	16	11,8	95	70,3	40	29,7
В целом по Атлантическому океану								

ной коры, в пределах которых первоначально располагались мелководные бассейны.

2. Данные в табл. 12 указывают на значительное опускание крупных первоначально поднятых блоков земной коры в пределах акватории Атлантического океана в последние 160—170 млн. лет, но не содержат, однако, информации о природе этих погружений. Последние одинаково могли обуславливаться нисходящими движениями блоков древней коры, не сопровождающимися сколько-нибудь заметными горизонтальными смещениями, но могли вызываться плавными опусканиями новообразованных литосферных плит в ходе их остывания и уплотнения при горизонтальном отплывании от оси спрединга.

Для того чтобы решить, происходит ли погружение литосферных плит так, согласно модели новой глобальной тектоники, нужно учесть ряд факторов, установленных при глубоководном бурении.

Первый из них — присутствие в ряде точек мелководных отложений разного возраста. Эти осадки свидетельствуют о том, что плиты литосферы, в пределах которых размещены указанные точки, если и удалялись от рифтовой зоны, то при этом не испытывали заметных опусканий. Нисходящие движения таких точек за очень длительные отрезки времени (от 40—60 до 120—145 млн. лет) измеряются первыми сотнями метров и лишь в исключительных случаях достигают 1000 м. Замечено, что почти всегда эти опускания полностью компенсируются осадками. Лишь после длительной стадии очень слабых опусканий происходило резкое некомпенсированное обрушение со значительной амплитудой.

Следовательно, разрезы этих точек хотя и не позволяют исключить возможность горизонтального перемещения плит, но показывают, что вертикальные движения не могут быть объяснены постепенным погружением в результате остывания и уплотнения литосферы.

3. Если в рифтовой зоне образуется новая океаническая литосфера, отодвигающаяся затем от оси спрединга, то неизбежным следствием этого является четкая пространственная организация участков, в различное время покинувших зону формирования литосферы. При этом участки, раньше других начавшие свой путь от рифтовой зоны, пройдут самое большое расстояние и окажутся наиболее приближенными к континентальным массивам, а втянутые в это движение позже, будут располагаться дальше от материков — тем дальше, чем позднее началось их отодвижение от рифта.

Существование такой зональности является одним из аргументов, с помощью которых доказывается реальность спрединга, однако результаты глубоководного бурения в Северо-Западной Атлантике не только не подтвердили ее, но определили иную закономерность пространственного размещения точек с мелководными отложениями различного возраста.

На рис. 5 видно, что в Северо-Западной Атлантике вблизи краевой зоны континента располагаются точки с мелководными отложениями палеогенового и даже миоценового возраста (например, скв. 6, 7, 108, 397), тогда как поздний и ранний мел в мелководных фашиях был обнаружен на значительном удалении от материка (скв. 4, 10, 105, 382). Аналогичное размещение мелководных отложений устанавливается и в других частях Атлантического океана.

Размещение мелководных фаший различного возраста исключает возможность значительных горизонтальных движений литосферных плит, их удаление от осевой зоны срединного хребта, являющейся в соответствии со спрединговой моделью единственной крупной океанической зоной, в пределах которой только и могла устойчиво сохраняться относительно мелководная обстановка.

Наблюдаемое размещение мелководных отложений различного возраста в акватории Атлантического океана прямо противоположно тому, которое следовало бы ожидать при реализации модели спрединга. В рамках этой модели мелководные осадки должны становиться все более древними в направлении от срединного хребта к континентам.

4. Характер размещения мелководных отложений позволяет предположить, что наиболее древние участки океанического ложа в целом должны тяготеть к его осевой зоне.

На первый взгляд, это заключение как будто противоречит фактическому материалу, поскольку в осевой зоне Атлантического океана древние отложения отсутствуют, а под осадками не древнее (а часто моложе) миоценового возраста залегают молодые базальты.

Однако это противоречие может быть кажущимся. Не исключено, что оно обусловлено тем, что в осевой части Атлантического океана в течение всего времени его развития располага-

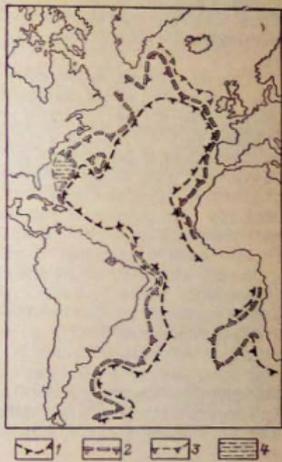


Рис. 5. Зональность размещения позднемезойских и кайнозойских мелководных отложений в акватории Атлантического океана.

1—2 — внешние границы распространения мелководных осадков: 1 — меловой системы, 2 — палеогеновой системы, 3 — неогеновой системы; 4 — предположительное положение позднеюрской глубоководной зоны

лась зона повышенной проницаемости и связанная с ней область наиболее мощного и устойчиво сохранявшегося во времени магматизма либо что Срединно-Атлантический хребет представляет собой очень молодое магматогенное сооружение, наложившееся на наиболее древние участки океанического ложа. В обоих случаях древние осадки, некогда распространенные здесь, могли быть частично переработаны внедрявшейся магмой, а частично насыщены ею и погребены под относительно молодыми покровами.

Говоря о развитии океанической впадины от ее центральной зоны к окраине, мы имеем в виду лишь наиболее общую тенденцию процесса. Следует подчеркнуть, что ее не следует понимать упрощенно. Разрастание котловины Атлантического океана происходило как в результате последовательного «центростремительного» обрушения всех новых окраинных областей, обрамлявших Плататлантику, так и вследствие заложения в пределах периферических зон глубоководных котловин, первоначально, по-видимому, не связанных друг с другом.

Учитывая присутствие позднерюжских батинальных отложений в разрезе скв. 391, расположенной недалеко от плато Блейк, и отмеченные ранее особенности пространственного размещения мелководных отложений различного возраста, можно допустить, что формирование океана протекало вначале в ходе не связанных друг с другом обрушений в пределах современной центральной зоны океана и обрушений, захватывавших отдельные изолированные участки, располагающиеся в настоящее время в его краевых частях. В последующем эти разобщенные глубоководные акватории слились, образовав современную океаническую впадину.

Сейчас нельзя сказать, в какой части акватории произошли наиболее ранние обрушения. Они могли возникнуть сначала в ее центре, но могли проявиться первоначально и по ее окраинам. Исходя из общих соображений, а также принимая во внимание, что наиболее древние опускания, устанавливаемые сейчас в периферических зонах Атлантического океана, оказываются не древнее позднерюжских, можно думать, что зона наиболее ранних крупных некомпенсируемых погружений земной коры располагалась в приосевой зоне океана. Сейчас она замаскирована молодыми осадочными и магматогенными накоплениями.

5. Из сказанного очевидно, что фактический материал не только не подтверждает реальность спрединга, но и в ряде случаев опровергает его.

Альтернативное решение проблемы формирования океанических впадин предусматривает возможность их возникновения вне связи со срединным рифтом и порождаемой в нем и движущей от него литосферой.

Допустимость такого решения устанавливается на примере Северной Атлантики. Весьма позднее заложение срединного хребта в этой части океана, образование его после того, как на

значительной части современной акватории начались излияния базальтов океанического типа, показывают, что развитие Северной Атлантики не определялось процессами, протекающими в рифтовой зоне. Последняя не была ни предвестником зарождавшегося океана, ни структурой, формирующей океаническую кору. Рифт возник одновременно с появлением глубоководных впадин (и даже, возможно, несколько позже их), и если между этими структурами все же имеется парагенетическая связь, то она не означает, что образование впадин находилось в прямой зависимости от процессов, протекавших в рифтовой зоне. Эта связь, возможно, обуславливалась общностью процессов, главствующих при формировании структур океанического ложа в целом. В качестве таковых назовем селективное плавление вещества глубоких частей мантии, подъем расплава к астеносфере и земной коре, выход его на поверхность или латеральное перераспределение в астеносфере.

При бурении установлено, что формирование океана не было кратковременным и одноактным процессом. В разных частях современной Атлантики океанические глубины возникли в разное время. Имеющиеся данные позволяют предположить, что Южная Атлантика является наиболее древней частью океана. Океанические условия, по-видимому, уже существовали здесь в юрском периоде, тогда как на севере (исключая окраинные моря) процесс формирования глубоководных котловин только начинался. Наконец, глубоководные зоны окраинных морей Северной Атлантики появились либо в конце палеогена — начале миоцена, либо (что более вероятно) в конце миоцена и в плоцене.

Эта избирательность, неодновременность формирования океанической структуры выявляется не только при рассмотрении Атлантического океана в целом. Она выражена и в границах отдельных котловин, например Северо-Американской.

7. Предполагаемые различия возраста океанических зон в какой-то степени коррелируются с изменениями морфоструктуры отдельных звеньев Срединно-Атлантического хребта.

Хребты Мона и Кинповича построены относительно просто. Они имеют сравнительно небольшую ширину, в поверхностной структуре редко превышающую 150—250 км, и подняты над днащими прилегающих котловин не более чем на 1500—2500 м. Внутри хребтов рельеф слабо расчлененный, с незначительными перепадами высот. Хр. Рейкьянес морфологически близок к хребтам, лежащим к северу от Исландии.

Совсем другой рельеф находится в пределах Северо-Атлантического хребта. Главная его особенность — резкая расчлененность, особенно в приосевой зоне, сочетание узких долин-грабенов и хребтов-горстов, ориентированных как по простиранию, так и вкрест простирания хребта. Ширина морфоструктуры возрастает до 800—1200 км, а превышения вершин, лежащих вблизи

оси хребта над абиссальными равнинами котловин, достигают 4000—5000 м.

Южно-Атлантический хребет, еще более широкий, чем Северо-Атлантический (1500—2000 км), в среднем приподнят над дном котловин на 3000 м, хотя отдельные вершины и небольшие цепи в его пределах поднимаются над абиссалью на 4000—5000 м. Рифтовая долина местами выражена не очень ясно, степень расчлененности приосевой зоны уступает наблюдающейся в Северо-Атлантическом хребте.

Не исключено, что различная морфология трех звеньев Средне-Атлантического хребта связана с тем, что эти участки переживают разные стадии развития. Наиболее ранняя наблюдается в хребтах Книповича, Мона и, возможно, Рейкьянес. На этой стадии приповерхностная морфоструктура имеет небольшую ширину, движения сравнительно слабо дифференцированы. В зрелую стадию, которой соответствует Северо-Атлантический хребет, резко возрастают интенсивность и степень дифференцированности движений в осевой зоне хребта. В более позднюю стадию, по-видимому переживаемую Южно-Атлантическим хребтом, замедление притока глубинного материала обуславливает пресадание хребта, «расплывание» его поверхностной структуры.

8. Разрезы, вскрытые глубоководным бурением, позволяют также наметить три основные стадии формирования океанических структур, возможно в какой-то степени соответствующие двум первым фазам развития Средне-Атлантического хребта.

Первая, пока почти скрытая от нас, характеризовалась развитием мощного основного магматизма, часто проявлявшегося в эффузивной форме. Этот магматизм, как правило, не сопровождался возникновением глубоководных структур типа океанических котловин.

Во вторую стадию, очень изменчивую по длительности, но в целом продолжительную, развивалась магматическая деятельность, но уже преимущественно интрузивная. Слабые, но длительные нисходящие движения полностью компенсировались осадками, как правило мелководными, крупные обрушения не происходили.

Наконец, в третью стадию, по-видимому всегда очень короткую по времени, возникали крупноамплитудные некомпенсированные опускания и происходило морфологическое оформление глубоководных структур. В областях активного магматизма этот процесс в той или иной степени затягивался. В таких зонах, по-видимому, возникали интенсивные нисходящие движения, свойственные третьей фазе, и восходящие, провоцируемые всплыванием глубинного диапира. Эта интерференция, по-видимому, и обуславливала возникновение в пределах ареалов активного магматизма резко расчлененного глыбового рельефа.

**АМЕРИКАНСКИЕ И АФРО-ЕВРАЗИЙСКИЕ СРЕДИЗЕМНЫЕ МОРЯ**

Глубоководное бурение в акваториях Мексиканского залива, Карибского, Средиземного, Черного и Красного морей проводилось во время 1, 4, 10, 13, 15, 23, 42 и 68-го рейсов «Гломар Челленджера». Эти исследования показали, что средиземные моря отличаются от океанов временем возникновения, специфическим развитием. Поэтому, хотя Мексиканский залив, Карибское, Средиземное и Черное моря являются окраинными бассейнами Атлантического, а Красное — Индийского океана, кажется целесообразным рассмотреть результаты бурения в их пределах в отдельной главе.

**АМЕРИКАНСКИЕ СРЕДИЗЕМНЫЕ МОРЯ**

*Мексиканский залив.* В его акватории пробурено 16 скважин, большая часть их заложена на дне глубоководной котловины и несколько на склонах подводных эскарпов, обрамляющих котловину с юга и востока. Расположение точек показано на рис. 6, краткие сведения приведены в табл. 13.

Таблица 13

**Точки глубоководного бурения в акватории Мексиканского залива**

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		два	забоя	
1	25°51' с. ш., 92°11' з. д.	2827	770	Плейстоцен
2	23 27 » », 92 35 » »	3572	143,9	Поздний миоцен (ранний мел — поздняя эльз?)
3	23 01 » », 92 01 » »	3747	627	Поздний миоцен
85	22 50 » », 91 25 » »	3733	302	Поздний плейстоцен
86	22 52 » », 90 58 » »	1462	686	Альб
87	23 01 » », 92 05 » »	3751	700	Ранний миоцен
88	21 23 » », 94 00 » »	2532	135	Поздний миоцен
89	20 53 » », 95 07 » »	3067	440	Поздний миоцен
90	20 38 » », 94 46 » »	3713	768	Средний миоцен
91	23 46 » », 93 21 » »	3769	900	То же
92	25 51 » », 91 49 » »	2573	283	Ранний плейстоцен
93	22 37 » », 91 29 » »	3090	1,5	Плиоцен
94	23 32 » », 88 28 » »	1793	600	Альб
95	24 09 » », 86 24 » »	1633	463	Альб
96	23 45 » », 85 46 » »	3439	332	Средний палеоцен
97	23 53 » », 86 27 » »	2930	337	Ранний сеноман

Скв. 1, 85, 92 не вышли из плейстоценовых отложений, пред- ставленных глинами, алевритовыми глинами и алевритами. В точке 85 встречены прослои доломитизированных песков. В точ- ках 88 и 93 под плейстоценовыми отложениями вскрыты наповые илы верхнего плиоцена [32, М. Ewing et al., 1969; 32, Worzej et al., 1973]. Фауна фораминифер и наофлора указывают на батинальные глубины, по-видимому близкие к современным (1, 88, 92) или несколько меньше (85, 93).

Судя по разрезам скв. 3 и 89, дошедшим до верхнемиоцено- вых слоев, глубины близкие к наблюдаемым ныне существовали

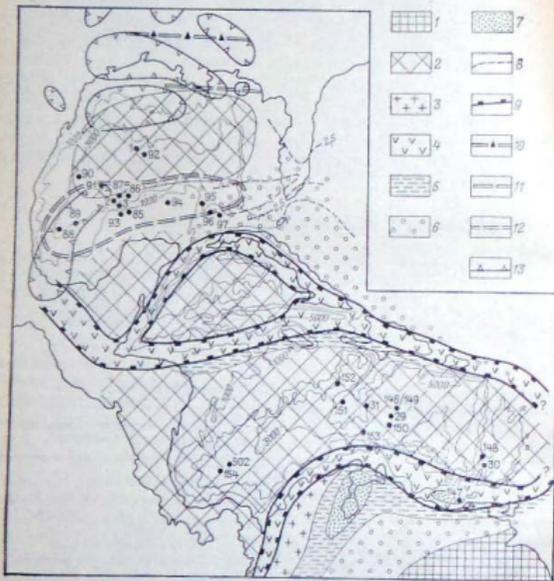


Рис. 6. Тектоническое строение Американского средиземноморья и точки глубоководного бурения в акваториях Мексиканского залива и Карибского моря.

1 — докембрийская платформа; 2 — срединные массивы; 3—7 — ларамийская геосинклина- лья; 3 — геосинклиналь, 4 — эвгеосинклиналь, 5 — многосинклиналь, 6 — вередовые прогибы, 7 — межкорейные прогибы; 8 — граница ларамийской эвгеосинклиналь; 9 — мощность отложений (км) верхнего мела во Флоридско-Кубинском перловом прогибе; 10 — ось донеогенового прогиба Галф-Коста; 11 — то же, для неоген-четвертичного про- гиба; 12 — граница области неометаморфизованных отложений палеоценового времени; 13 — граница мезозойских соленосных бассейнов.  
Схема составлена по материалам Б. Берка, Дж. Марри, М. Хулавера, А. Мейерхоф- фа, И. Хеттена и др. (1947, 1961, 1973, 1974 гг.).

и в позднемииоценовую эпоху. В точке 3 плейстоцен представлен алевритовыми глинами, алевритами, песками, мергелями с гра- дуальной слоистостью, плиоцен — нановыми мергелями и мелом с обильным детритом, а верхний миоцен — вулканическими пе- дами и алевролитами. Мощиость плейстоценовых отложений равна 320 м, плиоценовых 230 м. В точке 89 в верхах разреза преобладают монотонные фораминиферо-наповые илы; с глу- бины 250 м в них появляются прослои песчаников и пеллов. Нижняя пачка (250—440 м) относится к позднему миоцену.

В точках 87, 90 и 91, лежащих на глубоководной равнине Сигсби, вскрыты более низкие горизонты миоцена. В скв. 87 керн начали отбирать с глубины 648 м, ниже се залегают пере- даивающиеся глинистые пески и алевритовые глины раннемио- ценового возраста. В точке 90 под плейстоцен-плиоценовыми глинами мощностью около 200 м обнаружена 550-метровая пачка глин и песчанистых глин, сменяющихся в низу разреза песками. Эта серия датирована верхним и средним миоценом. В скв. 91 вскрыты около 300 м верхне-среднемиоценовых песков, алевритовых глин, алевритов с галькой известняков и доломитов и пре- отложенными фораминиферами и кокколитами мелового возраста.

По данным М. Юнга, Дж. Уорзела и других исследователей, неогеновые отложения в точках 87, 90 и 91 накапливались в ба- тинальной обстановке на глубинах близких к современным или несколько меньших. Последнее относится к разрезам скв. 87 и 91, в которых Дж. Уорзелом миоцен отнесен к батинальной фаши условно, так что нельзя исключить послемииоценовые опускания этих точек на 1000—2000 м.

Интересный разрез обнаружен в скв. 2, где под нановыми мергелями и глинами нижнего плиоцена — верхнего миоцена были вскрыты кальцит и гипс, условно отнесенные к нижнему меду — верхней юре. Они, по-видимому, залегают в вершине диапира [32, М. Ewing et al., 1969; 47, Burk et al., 1969].

В точке 86 плиоценовые биогенные илы залегают, по-видимо- му, с перерывом на нановом меле олигоценового возраста. Его мощность равна 110 м. Ниже установлены верхний эоцен и палео- цен, также представленные мелом (мощность около 100 м). Из разреза выпадает почти весь верхнемеловой отдел и палеоцен подстилается нижнесенонан-альбскими доломитами с обильной фауной бентосных фораминифер (*Miliolidae*), остракод и на- нофлорой (*Kamptnerius* sp.), которые однозначно свидетельствуют о накоплении альбских и нижнесенонанских отложений в лито- ральной обстановке [32, Beall et al., 1973; 32, McNeely, 1973].

В скв. 94, расположенной в том же юго-восточном углу кот- ловины Сигсби, верхние 400 м сложены илами, возраст опреде- ляется от плейстоцена до олигоцена включительно. Ниже зале- гает пачка фораминиферо-нанового мела мощностью 235 м. Эти породы относятся к золеу и палеоцену. Как и в точке 86, палеоцен залегают со стратиграфическим несогласием на мелко-

Точки глубоководного бурения в акватории Карибского моря

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			дла	забор	
29	Венесуэльская котловина	14°47' с. ш., 68°19' з. д.	4247	248	Средний эоцен Турон
146		15 07 » » , 69 23 » »	3949	762	
149		15 06 » » , 69 21 » »	3972	390	
150		14 31 » » , 69 21 » »	4545	180	
30	Поднятые Апис	12°53' с. ш., 63°23' з. д.	1218	430	Ранний миоцен Палеоцен (?) или поздний мел (?)
148		13 25 » » , 63 43 » »	1232	272	
31	Поднятые Брата	14°57' с. ш., 71°02' з. д.	3369	325	Поздний олигоцен Сантон Коньяк
151		15 01 » » , 71 25 » »	2029	381	
153		13 58 » » , 72 26 » »	3932	776	
154	Колумбийская котловина	11°05' с. ш., 80°23' з. д.	3338	278	Ранний плиоцен или поздний миоцен Ранний миоцен Кампан
502		11 29 » » , 79 23 » »	3051	229	
152		15 53 » » , 76 36 » »	3899	477	
147	Котловина Карибико	10°43' с. ш., 65°10' з. д.	862	189	Плейстоцен

водных осадках верхнего алба. Последний представлен фацией литоральных известняков, строматолитовых известняков, калькаренитов и доломитов с обильными моллюсками и мидолидами.

Разрезы скв. 96 и 95 позволяют уточнить время начала крупных некомпенсированных опусканий в восточной части котловины Сигсби. В первой из этих скважин вскрыты отложения от алеистодена до среднего палеоцена включительно. Они представлены глинами и илами с фауной батинальных фораминифер. Во второй скважине батинальные фации установлены не только в палеогеновых слоях, но и в кампанском и сантонском ярусах, сложенных, как и палеоген, мелом. Мелководные осадки — доломиты, калькарениты, известняки, карбонатные брекчии с моллюсками, мидолидами и остракодами — датируются албом, но не исключено, что верхние горизонты их относятся к позднему мелу (сеноману — раннему коньяку). Следовательно, возникновение крупных опусканий в восточной части котловины Сигсби может относиться к началу сеномана или к послераннеконьякскому времени. При этом несомненно, что в точке 95 глубоководная обстановка существовала уже в первой половине сантонского века.

Это не значит, однако, что вся восточная часть котловины Сигсби возникла одновременно. По разрезам скв. 86, 94 и 97, в которых отсутствует верхнемеловой отдел, начало крупных прогибов здесь можно отнести к концу позднего мела — раннему палеогену. В этом случае нисходящим движениям на востоке современного Мексиканского залива должны были предшествовать позднемеловые поднятия и разрывы, возможно обусловленные общими воздыманиями земной коры в пределах ларамийской геосинклинали Южной Сьерра-Мадре и Больших Антильских островов (В. Гарфиас, Т. Чапин, 1956 г.).

В скв. 97, пробуренной в Мексиканском заливе, вскрыты алеистоденовые илы, под которыми в интервале 85—180 м лежат средне-нижнемиоценовые илы. Они подстилаются пачкой мела олигоценного и эоценового возраста. Эоценовые осадки залегают со стратиграфическим несогласием на кальцилутитах, конгломератах известняках и алевролитах, глинах и доломитах с мелководной фауной нижнего сеномана.

**Карибское море.** В этой акватории глубоководное бурение проводилось в 13 точках (табл. 14, см. рис. 6). Оно не затронуло северо-западную часть бассейна, включающую глубоководную Юкатанскую котловину и котловину Барлетт.

Скв. 29, забуренная в центре *Венесуэльской котловины*, вскрыла маломощные (37 м) известковые глины и илы плейстоцен плиоценового возраста, глины и глинистый мел миоцена, а в интервале 128—248 м — радиолариевые илы эоцена [32, Bader et al., 1970]. По мнению У. Бенсона и др. [32, Benson et al., 1970], силикатные отложения эоцена указывают на связь Карибского палеобассейна с Атлантическим и Тихим океанами.

Дополнительные друг друга разрезы смежных скважин (146 и 149) также расположены в центре Венесуэльской котловины. Они вскрыли глины плиоценового (?) и миоценового возраста, раннемиоценовые фораминиферо-нановые мергели и мел, радиолариевый мел. Сплошной отбор керн был начат с глубины 422 м. Здесь под 3-метровой пачкой переслаивающихся пеллов, мела и кремней раннего эоцена обнаружены палеоценовые слои. Палеоцен образован часто чередующимися мелом, туфоаргиллитами, мергелями, кремнистыми сланцами, содержащими подчиненные прослои песков и глин. Их мощность равна 55 м. Маастрихтский ярус представлен мергелями, глинами, иногда обогащенными вулканокластическим материалом, и пеплами. Мощность их близка к 100 м. Они подстилаются известняками, глинами и мелом кампанского яруса (63 м), под которыми залегают пачка известняков с тонкими прослоями песков и алевролитов сантона мощностью около 50 м. Внизу, в известняках, отнесенных к сантон-коньяку, встречена брекчия из обломков известняков и изверженных пород. Она содержит остатки пан-

цирей морских ежей. Брекчия сменяется известняками с многочисленными бентосными фораминиферами, в том числе крупными, радиоляриями и остатками ежей. Отдельные горизонты обогащены глауконитом. Мощность этой пачки 27 м. В призабойной части скважины в интервале 719—746 м вскрыты коньяктуронские отложения, представленные известняками с прослоями вулканических пеплов основного состава. Разрез завершается двумя силами диабаз, разделенными прослоем известняка с моллюсками. В экзоконтактах известники мраморизованы. Мощность верхнего сила около 1 м, в нижнем скважина прошла 16 м и не дошла до подошвы [32, Edgar et al., 1973].

Глубина формирования позднемеловых осадков разрезом 146—149 оценивается в очень широком диапазоне.

Наличие в известняках многочисленных биогенных структур, сходных с установленными в мелководных ордовикских отложениях Ирака, юрских и меловых известняках Европы и Северной Америки, как будто указывает на небольшую глубину позднемелового моря [32, Warme et al., 1973]. Об этом же свидетельствуют косая и грубая слоистость, характерная для многих горизонтов верхнего мела и несвойственная более молодым осадкам [32, Maugrasse, 1973], а также присутствие крупных фораминифер, обломков раковин моллюсков и мелководных кокколитов *Kamptnerius magnificus* [32, Burky, 1973]. К меловым слоям приурочены скопления глауконита, и в них же встречен гипс.

Эти признаки, взятые вместе, указывают на накопление верхнемеловых отложений на небольших глубинах, значительно меньших 1000 м и скорее всего близких к эпинеритовым. Начало крупных опусканий в районе точки 146, по-видимому, относится к раннему палеогену. В олигоцене, судя по составу фораминифер и фауны, седиментация происходила уже ниже уровня карбонатной компенсации [32, Burky, 1973; 32, Bolli, Premoli Silva, 1973]. Суммарная амплитуда послераннемеловых нисходящих движений дна в точке 146 достигает 4000—4300 м, из которых только 600 м компенсированы осадками.

В скв. 150 установлены плиюновые мергели и глины. Миоцен, представленный полным разрезом, образован переслаивающимися глинами, мергелями и брекчиями общей мощностью около 65 м. Они отделены крупным перерывом от подстилающих мергелей и известковых глин, отнесенных к коньяку — сантону. Разрез завершается коньяктуронскими мергелями, мелом, илами (в том числе глауконитовыми с рассеянной галькой доломита) и пепловыми туфами. В основании пачки верхнемеловых пород мощностью 40 м обнаружены гальки с глауконитом, под которыми вскрыт силл долеритов [32, Edgar et al., 1973]. Их контакт с галечниками не был установлен, однако, если определение возраста долеритов сантон—коньяк правильно [32, Donnelly et al., 1973], он должен быть горячим.

Глубина бассейна, в котором формировались верхнемеловые

осадки скв. 150, неясна. Судя по прослоям глауконитосодержащих пород, многочисленным локальным размытым и несогласиям, она была значительно меньше современной. Возможно, что верхнемеловые осадки накапливались в неритовой зоне.

В точке 145, также лежащей в пределах Венесуэльской котловины, бурение не производилось. В результате сейсмического исследования методом отраженных волн и магнитной съемки здесь околнурена древняя подводная гора, сложенная базальтами, ныне почти полностью скрытая под осадочной толщей [32, Raif, 1973].

На подводном хр. *Авес* — меридиональной структуре, разделяющей Венесуэльскую котловину и котловину Гренада, пробурили скв. 30 и 148.

В первой из них до глубины 327 м залегают плиюстоновые и плиюновые глины, алевролиты и известково-алевритовые глины и алевриты, а в интервале 365—430 м установлены миоценовые осадки, представленные алевритами с высоким содержанием обломков полевых шпатов и глауконитом, глауконит-известковыми туфоалевритами и фораминиферными илами, в которых также присутствует глауконит [32, Bader et al., 1970].

В скв. 148 глауконитосодержащие осадки развиты еще более широко, чем в скв. 30. Плиустоцен образован здесь мергелями и известковыми глинами с обильными фораминиферами, обломками панцирей морских ежей, раковинами мелещипод. В этой свите встречаются прослои глауконитовых песков. В интервале 118—249 м вскрыты глины с прослоями и линзами, обогащенными глауконитом. Эти слои, содержащие раковины скафопод, гастропод и мелещипод, отнесены к плиюцену. Ниже залегают 23-метровая пачка переслаивающихся известняков, хлосистых глинистых песчаников с глауконитом и брекчий со смешанной фауной: сверху—нижнемиоцен-палеогеновой и внизу—палеоцен-верхнемеловой. В этом горизонте отмечены многочисленные местные размыты [32, Edgar et al., 1973].

По данным Х. Болли и И. Премоли Силвы [32, 1973], накопление этой серии, верхний возрастной предел которой определяется олигоценом или нижним миоценом, происходило в литоральных условиях. Это заключение было поддержано У. Хесем и Ф. Болдри [32, 1973], которые установили, что отсутствие в породах нижнего горизонта остатков наофлоры свидетельствует не о глубоководном палеогеновом бассейне, а об их растворении в процессе диagenеза.

Таким образом, из разрезов скв. 30 и 148 установлена мелководная обстановка, существовавшая в пределах современного хр. *Авес* до конца палеогена или до раннего миоцена включительно. Последующее опускание имело амплитуды 1500 м для скв. 30 и 1300 м для скв. 148.

Близкие результаты получены на хр. *Беата* — подводном поднятии северо-восточного простирания, разделяющем Венесуэльскую и Колумбийскую котловины.

В точке 31, по данным Р. Бадера и др. [32, 1970], шлейстоцен и плиоцен, мощность которых превышает 106 м, сложены монотонными нано-фораминиферными илами. Между 155 и 221 м вскрыты слои мела, датированные средним и ранним миоценом, а в интервале 270—279 м — наноилы позднеолигоценного возраста.

П. Фокс и др. [45, 1969] считали, что хр. Беата возник в раннем палеогене в результате поднятия по разломам крупного блока коры. В эоцене в его пределах существовала мелководная обстановка и в прилегающие котловины с него свносились грубообломочный материал. Драгирование на западном склоне хребта обнаружено присутствие в эоценовых осадках гальки карбонатного состава. В олигоцене горст хр. Беата опустился и на нем возникли глубины несколько меньше уровня карбонатной компенсации (по-видимому, примерно на 1000 м менее современных). Новое поднятие в миоцене привело к сокращению глубины бассейна до 1000 м. Последнеоценовое опускание имело амплитуду около 2000 м.

Скв. 151, также заложеной на хр. Беата, пройдены плейстоценовые илы, мергели и глины с бентосными фораминиферами и остатками моллюсков, плиоценовые илы, раннемиоценовые мел, илы и известковые глины. Регулярный отбор зерна начали с глубины 311 м. Между этой отметкой и 348 м залегает мел, отнесенный к позднему и среднему олигоцену. Последний дожится со стратиграфическим несогласием на средне-нижнепалеоценовые слои мела (348—366 м). Палеоцен перекрывает переслаивающиеся колослостные фораминиферные пески с глауконитом, брекчии, мергели и мел. В основании вскрыты мергели и глины с галькой песчаников и прослоем известняка. Мощность этих слоев, датированных сантоном, равна 11 м. Эта пачка сменяется базальными галечниками — хорошо сортированной галькой песчаников и туфов с глауконитов, — лежащими на базальтовых лавах. Отложения сантонского яруса накапливались в неритовой зоне, послесантонские нисходящие движения в районе точки 151 имеют размах около 2200 м.

Базальты, вскрытые этой скважиной, резко отличаются от океанических высоким содержанием щелочей, по торню близки к базальтам Карру, Тасмании и бассейна Колумбия (США), а по элементам редких земель — к триасовым базальтам Нью-Джерси [35, Kay et al., 1970], что, по мнению Т. Доннелли и др., свидетельствует о наличии под позднемеловым хребтом Беата коры континентального типа [32, 1973].

Южный склон хр. Беата отделен от материкового подножия Венесуэлы подводной долиной Аруба, Прубренная на две долины скв. 153 прошла 609 м глубоководных осадков (илы, мергели, известняки, мел, глины) неогенового и палеогенового возраста. Средний палеоцен подстилается со стратиграфическим несогласием верхнемаастрихтскими глинами, мергелями, брекчированными известняками с бентосными фораминиферами

(609—656 м). Ниже установлены известняки с прослоями глауконитосодержащих вулканических пеплов и глин с бентосными фораминиферами. Известняки местами содержат обломки базальтов и глауконит. Основание этой серии (749—769 м) сложено перемежающимися известняками, колослостными туфопесчаниками, туфосланцами с обильным глауконитом, концентрирующимся в прослоях и линзах, грубозернистыми колослостными песками. Эти слои отнесены к коньякскому ярусу. На глубине 769—776 м вскрыты базальты.

Судя по обильному глаукониту, косой слоистости в песчаниках и песках, многочисленным следам жизнедеятельности организмов, присутствию гипса, отложения коньякского яруса накапливались в мелководной обстановке. Она сохранялась до подне-го маастрихта, на что указывают остатки *Kamptnerius magnificus* и бентосные фораминиферы, обнаруженные в осадках этого возраста [32, Burky, 1973].

Послемеловые нисходящие движения в точке 353 имели амплитуду 3800—4300 м.

В юго-западной части *Колумбийской котловины* скв. 154 была остановлена в осадках нижнего плиоцена (или верхнего миоцена). Вскрытый разрез подразделяется на две свиты. Верхняя, тонкообломочная, в значительной степени карбонатная, имеет мощность 170 м и сложена известковыми глинами, туфоглинами, мергелистыми илами и мелом. Она относится к плейстоцену и верхнему плиоцену. Нижняя, терригенная, свита мощностью около 110 м представлена часто переслаивающимися пачками песчаников, глин и алевролитов с редкими линзами известняков. Судя по разрезу дублирующей скважины, литологический состав свиты изменяется не только по разрезу, но и латерально. Верхние 20 м содержат планктонные фораминиферы, ниже они исчезают и появляются бентосные формы. На глубине 230—240 м встречены многочисленные обломки кораллов и раковин пелещипод. В основании разреза выявляются песчаные туфоалевролиты, туфоглины и туфопесчаники с глауконитом. Нижняя серия отнесена к раннему плиоцену. Не исключено, что в приобойной части скважины залегают верхнемиоценовые слои [32, Edgar et al., 1973].

Терригенная серия, по-видимому, формировалась в условиях открытого моря. Такая обстановка устанавливается по сообществу кокколитофорид [32, Burky, 1973] и по присутствию в нижней части разреза аутигенного доломита, образование которого происходило в пелагических условиях [32, Donnelly, Nalli, 1973]. Глубина этого моря, вероятно, была незначительной. На это указывают обломки кораллов и раковин пелещипод, глауконит и обильный растительный детрит, ассоциированные с донными фораминиферами. Отсутствие градапной слоистости исключает возможность квалификации грубообломочных пород с макрофауной турбидитами, формировавшимися в результате деятельности мутьевых потоков. Интересно, что раннеплиоце-

новая банка точки 154 располагается в той части акватории Колумбийской котловины, где на палеогеографической схеме У. Вудринга [24, 1954], была показана позднемереловая суша. Учитывая все это, амплитуда послераннеплиоценового погружения в точке 154 может достигать 2500—2600 м.

Разрез пород в точке 154 в общих чертах повторяется в скв. 502. По данным Д. Гарднера и др. [33, 1980], скважинный профиль плиоцен-четвертичные фораминиферные мергели с прослоями глин и плиоцен-верхнемиоценовые глины и вулканические пеплы, которым подчинены слои мергелей. Терригенные породы низов разреза, как и синхронные им осадки точки 154, по-видимому, отлагались в пределах мелководной банки. Амплитуда послераннеплиоценовых нисходящих движений в районе точки 502 близка к амплитуде, установленной для точки 154.

Скв. 152 расположена на поднытии Никарагуа в северо-восточной части Колумбийской котловины. Отбор керн в этой скважине был начат с глубины 153 м, на которой залегают нижнеэоценовые известняки и мел с линзами брекчий. Палеоцен представлен главным образом мелом, содержащим бентосные фораминиферы. Ниже 245 м вскрыты отложения маастрихта — переслаивающиеся известняки и мел с богатой фауной планктонных и бентосных фораминифер и гипсом. Их мощность равна 170 м. Кампанский ярус (416—471 м) образован брекчиями с обломками известняков, мела, кремней, песчаников, сменяющимися вниз грубослонистыми известняками. Между 371 и 374 м залегают лавы базальтового состава с ксенолитами известняков, содержащих фораминиферы.

Сообщение кокколитофорид в маастрихтских слоях, включающее *Kampnerius magnificus*, указывает на обстановку неритовой зоны. О мелководном генезисе позднемереловых отложений свидетельствуют также многочисленные биогенные структуры, близкие к описанным в юрско-меловых осадках эпиконтинентальных бассейнов Европы и Северной Америки [32, Warme et al., 1973]. Базальты из призабойной части скважины по содержанию тория близки к базальтам Карру и Тасмании [32, Donnelly, Nalli, 1973]. Все это указывает, что позднеюрское море в пределах поднытия Никарагуа было неглубоким и располагалось на коре континентального типа.

Палеогеографическая обстановка палеогенового периода неясна. Не исключено, что здесь сохранялись относительно мелководные условия, но возможны и значительные погружения.

Последняя скважина в акватории Карибского моря (147) была заложена в небольшой внутршельфовой котловине Карьяго. Она не вышла из плейстоценовых осадков, представленных глинами с обильным растительным детритом, аутигенным доломитом и остатками фораминифер, микропеллеципод, микрогастропод и остракод. По-видимому, эти глины накапливались в условиях верхней батии, на глубинах близких или несколько меньших современных (850 м).

**Выводы.** Рассматривая результаты, полученные в период проведения 15-го рейса «Гломар Челленджера», Дж. Сондерс и другие исследователи [32, 1973] отметили, что данные бурения указывают, что уже в позднемереловую эпоху в нынешней акватории Карибского моря располагался глубокий удаленный от суши и шельфов бассейна.

Это утверждение вызывает недоумение, поскольку именно в результате бурения в Венесуэльской и Колумбийской котловинах и на подводных хребтах Авес и Беата были обнаружены осадки, накопившиеся на глубинах, значительно меньших, чем современные, а в ряде случаев и, несомненно, мелководные.

В самом деле, макрофауна, мелководная наофлора, обильный растительный детрит, многочисленные следы жизнедеятельности организмов, обитавших на небольших глубинах, косяя слоистость, обильный глаукоцит, прослой хорошо сортированных галечников, размыты и местные перерывы в верхнемереловых слоях (точки 146, 150, 152, 153) и в более молодых отложениях (точки 31 и 154) не только не согласуются с выводом Дж. Сондерса и его коллег, но и прямо опровергают его. Перечисленные признаки свидетельствуют, что в позднемереловую эпоху море, дежавшее на месте современной глубоководной Венесуэльской котловины, было мелководным.

Геоструктурная принадлежность современной акватории Карибского моря в позднем мезозое и раннем кайнозое определялась ее положением между двумя ветвями Антильско-Южнокарибской геосинклинали (см. рис. 6).

На севере эта геосинклинали, по-видимому, заложилась в ранней юре. Она протягивалась от Сьерра-Мадре Южной Мексики, резко изгибалась на севере Гондураса, уходя отсюда плавной дугой на Кубу и далее в Гаити. В геосинклинали накапливались преимущественно терригенные отложения. В предмаальмские или раннеальмские время эти породы были интенсивно дислоцированы. В последующем на месте этой складчатой зоны возникла геоантиклинали, отделявшая геосинклинали Северной Кубы, юга Флориды и Багамских островов от эвгеосинклинали, располагавшейся в центральных и южных районах Кубы, на Гаити, Виргинских островах, о-ве Сент-Круа и, возможно, выходившей на о-в Гваделупу [47, Meyerhoff, Hatten, 1974]. В раннем мелу и первой половине позднего мела здесь развивался мощный основной и андезитовый магматизм.

В западной части эвгеосинклинали магматическая деятельность прекратилась в середине сенона, после чего в кампане и маастрихте накапливались карбонат-терригенные породы. На востоке, в пределах Пуэрто-Рико и Виргинских островов, магматическая деятельность продолжалась в конце мела и начале палеогена.

Не исключено, что в районе современных гор Сьерра-Маэстра, лежащих на юго-востоке Кубы, от главного, эвгеосинклинального трога отщеплялся второй вулканогенный прогиб,

протягивавшийся почти прямолинейно от Сьерра-Маэстра через острова Малый и Большой Кайман к Гондурасу. Судя по разрезу Сьерра-Маэстра (А. Ф. Адамович, В. Д. Чехович, 1964 г.), в раннемеловую эпоху здесь формировалась мощная серия базальтовых порфиритов, диабазов и спилитов. В позднем мелу вулканизм прекратился и в эвгеосинклинали Мистериоза накапливались преимущественно терригенные породы. Новая, несравненно более слабая, вспышка магматизма приходится на палеоцен и эоцен.

К югу от этих двух эвгеосинклинальных ветвей западной части Больших Антильских островов намечается еще один прогиб, располагавшийся в пределах подводного поднятия Никарагуа и выходивший в западные районы современной Ямайки [47, Meyerhoff, Hatten, 1974]. Эта позднемезозойская миогеосинклинальная зона, по-видимому, продолжалась на восток — южную часть о-ва Гаити.

В северной и центральной (эвгеосинклинальных) ветвях западной части геосинклинали Больших Антильских островов поднятия и складчатость начались во второй половине сенона и развивались до эоцена включительно. На востоке, в Пуэрто-Рико и на Виргинских островах, эти движения были менее растянутыми во времени. Они происходили здесь в палеоцене и эоцене.

Воздымание эвгеосинклинальных трогов западной части геосинклинали Больших Антильских островов, по-видимому, спровоцировало крупные опускания в пределах Юкатанского среднего массива и расположенного южнее массива Бартлетт.

Связь восходящих движений внутри эвгеосинклиналей и опусканий средних массивов подчеркивается их синхронностью. Время заложения глубоководных котловин в пределах средних массивов устанавливается на Кубе и Гаити, где наблюдаются выход последних на сушу и их замыкание. Зоны центриклинального замыкания Юкатанской впадины на Кубе (Каутско-Нипский прогиб, по А. Ф. Адамовичу и В. Д. Чеховичу) и Бартлетт на Гаити выполнены осадками не древнее олигоценовых. Это позволяет определить время заложения котловин в интервале поздний мел — олигоцен.

На юге мелководное позднемеловое море располагалось в пределах Карибского среднего массива, в целом соответствовавшего глубоководной Венесуэльской котловине современного Карибского моря. Возможно, этот срединный массив занимал также акваторию современной Колумбийской котловины.

С юга срединный массив обрамлялся эвгеосинклиналью, лежащей на месте Северного и Центрального хребтов Тринидада, Подветренных островов, Берегового и Внутреннего хребтов Венесуэлы. Эвгеосинклиналь заложилась на кристаллическом основании не позднее юры. В течение поздней юры и раннего мела в ее пределах происходили интенсивные прогибания, сопровождавшиеся накоплением осадочно-вулканогенных пород.

Задание продолжение этой эвгеосинклинали, намеченное еще в 50-х годах Г. Хессом и Д. Максвеллом [24, 1953], следует искать севернее межгорной впадины Маракайбо, на полуостровах Парагуана и Гуахира. По данным М. Хуливера [43, Julivert, 1973], эвгеосинклинальные образования п-ова Гуахира прослеживаются западнее в массиве Санта-Марта, где они граничат по субширотному глубинному разлому Ока с юрскими гранитоидами, лежащими на продолжении Центральной Кордильеры Колумбии. Определение абсолютного возраста метаморфических пород района Санта-Марта показало две эпохи метаморфизма — 122—91 и 65—55 млн. лет, соответствующие концу раннего — началу позднего мела и палеоцену [24, MacDonald et al., 1971].

Из района Санта-Марта Юрско-меловая эвгеосинклиналь, судя по данным М. Хуливера, переходила в эвгеосинклиналь Западной Кордильеры Колумбии.

На юго-западе Колумбии позднемезозойская эвгеосинклиналь Западной Кордильеры, по-видимому, отделялась от миогеосинклинали Восточной Кордильеры геосинклинально Центральной Кордильеры. Южнее современного залива Маракайбо миогеосинклиналь расщепляется в современной структуре на две ветви — субмеридиональную Сьерры-де-Перехо и северо-восточную Сьерры-де-Мерида. Первая подходит к эвгеосинклинальному прогибу на п-ове Гуахира, где она резко изгибается и приобретает субширотное простирание, согласное простиранию эвгеосинклинали; вторая сближается с эвгеосинклиналью восточнее, на территории Венесуэлы. Не исключено, что наблюдаемое в настоящее время разветвление миогеосинклинали Восточной Кордильеры — результат более поздних движений, сформировавших межгорную впадину Маракайбо, которая была заложена в расширенной части ранее единой миогеосинклинальной зоны.

В конце раннего — начале позднего мела Южно-Карибская эвгеосинклиналь испытала складчатость и метаморфизм. Эта предварительная фаза была кратковременной. В позднемеловую эпоху возобновились прогибания и накопление сначала вулканогенно-осадочных, а позже осадочных пород. Интенсивные поднятия и складчатость начались здесь позднее, чем в эвгеосинклинали западной части Больших Антильских островов, и одновременно с аналогичными движениями в восточном секторе этой эвгеосинклинали — в палеоцене. Они продолжались до середины эоценовой эпохи.

Западывание главной складчатости в восточной половине эвгеосинклинали Больших Антильских островов и в Южно-Карибской эвгеосинклинали, возможно, предопределило характер позднемеловых движений восточной части Карибского среднего массива. Если вспомнить, что на северо-западе, в Юкатанском и Бартлеттском массивах, нисходящие движения близки по времени поднятия и складчатости прилегающих к ним эвгео-

синклиналей, то нельзя исключить возможности такой же взаимосвязи движений восточного сектора геосинклинали Больших Антильских островов и Южно-Карибской эвгеосинклинали, с одной стороны, и прилегающих к ним участков Карибского срединного массива — с другой. Последний оставался поднятым в течение всей поздне меловой эпохи и только в палеоцене, когда в эвгеосинклиналях возникли интенсивные поднятия, срединный массив начал испытывать крупные опускания.

Намеченная последовательность тектонических движений в пределах Карибского массива подтверждается резким изменением фациальной принадлежности осадков, вскрытых глубоководным бурением на дне Венесуэльской котловины, на границе мела и палеогена. Во всех разрезах к этой границе приурочены исчезновение мелководных отложений и появление глубоководных.

2. Поздне меловые море Карибского срединного массива было открыто в сторону Тихого океана. На месте современного Центральноамериканского перешейка располагался архипелаг вулканических островов, проходили излияния базальтов и андезитов и накапливались карбонатно-терригенные отложения. По данным У. Вудринга [24, 1954], эти условия сохранились до середины миоцена. Последующие поднятия привели к образованию перешейка, отделившего Карибское море от Тихого океана.

По-видимому, Центральноамериканский перешеек мог возникнуть либо на континентальной, либо на океанической коре. Согласно гипотезе тектоники плит, образование его на континентальной коре означает, что литосферная плита, двигающаяся с юрского времени на восток от Восточно-Тихоокеанского поднятия, должна была погружаться в мантию в зоне современного перешейка и это погружение должно было сопровождаться отодвиганием на восток тектонически единого Карибско-Южноамериканского блока. Западный дрейф последнего, начало которого, разные исследователи определяют не позднее раннемеловой [40, Larson, Ladd, 1973; 44, Reyment, Teit, 1972] или начала поздне меловой эпохи [45, Allard, Hurst, 1969], должен был развиваться, преодолевая встречный дрейф Восточно-Тихоокеанской литосферной плиты. Казалось бы, это должно было влиять на скорость смещения к западу Карибско-Южноамериканского блока, но этого не наблюдается.

Образование Центральноамериканского перешейка на океанической коре имеет своим следствием продвижение Восточно-Тихоокеанской литосферной плиты в пределы современного Карибского моря. В этом случае погружение плиты должно было происходить в зоне Антильско-Карибской геосинклинали. При этом Антильско-Карибский регион и Южная Америка должны были бы одновременно испытывать восточный и западный дрейф.

Встречное движение двух литосферных плит можно понять, если допустить существование на месте Карибского региона

коре континентального типа, под которую с противоположных сторон могли погружаться подымавшиеся литосферные плиты.

Кинематика этих движений становится необъяснимой, если считать, что кора Карибского моря первичноокеаническая.

В этом случае Восточно-Тихоокеанская и Западно-Атлантическая литосферные плиты дохью были бы погружаться в мантию на противоположных флангах относительно узкой Антильско-Карибской геосинклинали системы. Очевидно, что одновременное погружение двигающихся навстречу чрезвычайно сближенных литосферных плит должно было бы привести к возникновению в пределах геосинклинали своеобразной воронки, через которую в мантию оказались бы втянуты образования, участвующие в стрессии геосинклинали. Наиболее активно эти засасывающие движения должны были бы развиваться в восточной части Больших Антильских островов и на Виргинских островах, поскольку именно они обрاملены с севера желобом Пуэрто-Рико, а с юга желобом, расположенным в северной части Венесуэльской котловины. Именно здесь встречное движение двух литосферных плит должно было сопровождаться полным исчезновением геосинклинали структур и слагающих их образований. Однако, как известно, этого не устанавливается.

3. Результаты бурения в Мексиканском заливе подтвердили широкое развитие на шельфе, материковом склоне и в глубоководной котловине Сигсби эвапоритов и их пространственную связь с эвапоритами, установленными при бурении на нефть в пределах обширных районов Галф-Коста, во Флориде, на Багамских островах, а также на востоке Мексики и в северных районах Кубы [35, J. Ewing et al., 1962; 47, M. Ewing et al., 1966; 47, Murray, 1966; 47, Worzel et al., 1968; 47, Burk et al., 1969].

Возраст эвапоритов Галф-Коста однозначно не установлен и определяется в интервале от позднего триаса до поздней юры. Во Флориде соленосные отложения участвуют в сложении верхней юры, нижней и верхней мела — от портландского яруса до сеномана включительно [47, Pressler, 1947]. На Багамских островах при бурении вскрыты эвапориты портланда — альба, а на севере Кубы их накопление, начавшееся одновременно с формированием соленосных пород Флориды и Багамских островов, завершилось в аптском веке [47, Meyerhoff, Hatten, 1974]. Эвапориты Мексики одни ученые датируют поздней юрой (В. Гарфиас, Т. Чапин, 1956 г.), другие считают их стратиграфически эквивалентными эвапоритам Галф-Коста и относят к поздне триасово-юрским [47, Murray, 1966].

Таким образом, на обширном пространстве, охватывавшем Багамские острова, северную часть Кубы и южные штаты США от Флориды до Техаса, а также Восточную и Юго-Восточную Мексику, конец юрского периода характеризовался однотипной палеогеографической обстановкой. В это время здесь существовал мелководный, часто пересыхавший бассейн, в обширных

лагуну которого происходило выпадение солей и эвапоритов; накапливались известняки, а в Восточной Сьерра-Мадре Мексики также — угли.

Учитывая пространственные связи эвапоритовых полей материка, материкового склона и глубоководной впадины Сигсби (см. рис. 6) и, в частности, наличие единой соленосной площади, протягивающейся из юго-западной части котловины Сигсби в район Вера-Крус Мексики [35, J. Ewing et al., 1962; 32, M. Ewing, Worzel, Burk, 1969], можно идентифицировать эвапориты Мексиканского залива и обрамляющей его суши и относить образование солей и ангидритов, лежащих ныне в глубоководной зоне, к юрскому, а частично, возможно, к раннемеловому времени.

Нет причин противопоставлять условия формирования эвапоритов, лежащих сейчас в пределах материка или прилегающих к нему островов, и эвапоритов глубоководной котловины. В последней, как и на континенте, в юре и первой половине мела существовала лагунная обстановка. Весь этот громадный соленосный бассейн, по-видимому, возник на коре континентального типа, близкой своим строением к современной коре юга США.

Некоторые сведения о времени заложения глубоководного некомпенсированного прогиба Мексиканского залива могут быть получены при анализе изменения мощностей донеогеновых и неоген-четвертичных отложений вдоль меридиональных профилей, проведенных через прибрежные равнины юга США.

Меридиональный профиль через Галф-Кост от юр. Огайо до Мексиканского залива (Mittagau, 1961 г.), построенный по данным бурения, показывает, что при движении с севера на юг мощности донеогеновых и неоген-четвертичных отложений изменяются по-разному. Мощности донеогеновых осадков достигают максимальных значений на широте Джексона, к югу от которой они начинают постепенно сокращаться. Ось неоген-четвертичного прогиба смещена к югу от оси позднемиоценовой-раннекайнозойской впадины. Мощность молодых осадков увеличивается постепенно примерно до широты Натчега, южнее которого, ближе к Мексиканскому заливу, она резко нарастает.

Та же закономерность в изменении мощностей кайнозойских отложений устанавливается вдоль профиля от антиклинали Уитгинс (юго-восток шт. Миссисипи) до Нового Орлеана, составленного Дж. Марри по данным электрозондирования [47, 1947]. Максимальные мощности палеогеновых осадков зафиксированы в северной половине профиля, несколько южнее Хаттисберга, к югу они резко сокращаются и к современному Мексиканскому заливу либо не увеличиваются, либо возрастают незначительно.

В отличие от этого мощность осадочных свит неоген-четвертичного возраста в северной части профиля почти не изменяется, остается очень небольшой. Она мало меняется и в южной

части профиля примерно до широты Нового Орлеана. И только южнее Нового Орлеана мощности миоценовых, плиоценовых и плейстоценовых отложений скачкообразно увеличиваются, тем резче, чем моложе осадки.

Такое распределение мощностей донеогеновых и неоген-четвертичных отложений свидетельствует, что в домиоценовое время на месте современного Мексиканского залива располагалась относительно приподнятая зона. Крупные опускания в акватории залива возникли не раньше начала миоценового периода. В южной, краевой, зоне Галф-Коста эти движения компенсировались накоплением осадков, в пределах позднемиоценовой — раннекайнозойской поднятия они были некомпенсированными.

Бурением в акватории Мексиканского залива установлено, что в юго-западной части котловины Сигсби глубоководная обстановка, близкая к современной, существовала уже в раннем миоцене. Более древние горизонты разреза здесь не вскрыты. На юго-востоке котловины, где несколько скважин дошли до меловых слоев, глубоководные фации появляются в палеоценовом отделе.

Учитывая это, можно предположить, что крупные некомпенсированные прогибания возникли сначала в южной части котловины, наиболее приближенной к геосинклинали Больших Антильских островов. Это произошло в начале палеоцена. В течение палеогенового периода глубоководный прогиб накатывался на Северо-Американский континент. Интенсивные нисходящие движения распространялись все дальше на север, и уже в начале миоцена котловина Мексиканского залива лишь немного уступала в размерах современной котловине Сигсби.

#### АФРО-ЕВРАЗИЙСКИЕ СРЕДИЗЕМНЫЕ МОРЯ

В Средиземном море глубоководное бурение проводилось во время 13-го и 42А рейсов «Гломар Челленджера». Рейс 42В проведен в юго-западной части Черного моря, рейс 23-й — в Красном море. Из 32 скважин, пробуренных в акватории этих морей, 23 расположены в Средиземном море, 3 — в Черном и 6 — в Красном (табл. 15 и 16, рис. 7 и 11).

Кроме данных разрезов по глубоководным скважинам в этом разделе приведены сведения по четырем разведочным скважинам, пробуренным в Лионском заливе, и двум скважинам, заложенным на шельфе Алжира.

Средиземное море. В его акватории наибольшее число точек глубоководного бурения расположено в Балеарском (7) и Ионическом (6) морях, четыре скважины пробурены в восточной части моря, две в Тирренском и по одной в Альборанском и Эгейском морях (рис. 7, табл. 15).

На западе, в Альборанском море, скв. 121 прошла 290 м четвертичных осадков, представленных мергелистыми илами с обильными пересотложными бентосными фораминиферами,

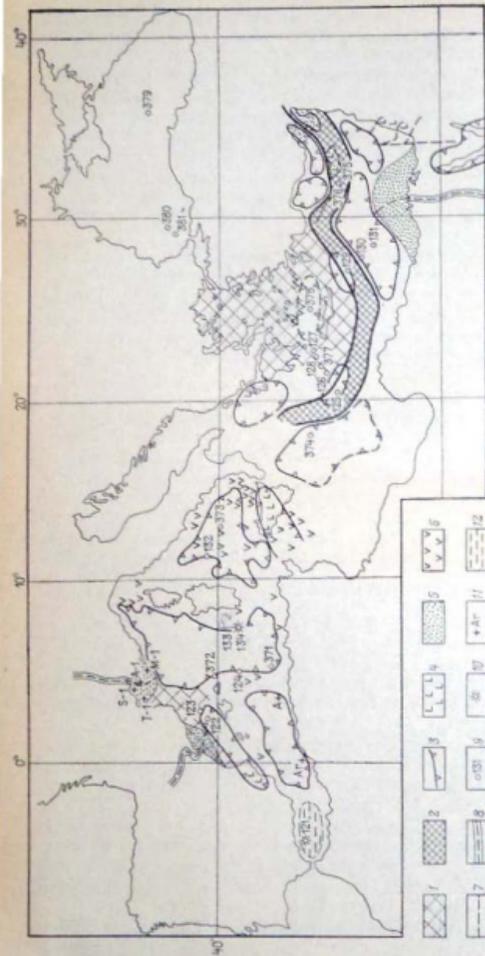
Точки глубоководного бурения в акватории Средиземного и Черного морей

№ точки	Местоположение	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
			дно	забой	
121	Средиземное море	30°10' с. ш., 04°22' з. д.	1163	867	Палеозой
122		40 27 с. ш., 02 37 в. д.	2146	157	Поздний миоцен
123		40 38 » » , 02 50 » »	2290	398	Ранний миоцен
372		40 02 » » , 04 48 » »	2697	885	То же
124		38 52 » » , 04 60 » »	2726	422	Поздний миоцен
371		37 36 » » , 05 16 » »	2792	551	То же
133/134		39 12 » » , 07 18 » »	2864	364	Поздний миоцен, палеозой
132		40 16 » » , 11 26 » »	2835	223	Поздний миоцен
373		39 44 » » , 13 00 » »	3517	457,5	Средний миоцен
374		35 51 » » , 18 12 » »	4078	457	Поздний миоцен
125		34 37 » » , 20 26 » »	2782	121	То же
126		35 10 » » , 21 26 » »	3730	129	Средний миоцен
377		35 09 » » , 21 26 » »	3718	263	То же
127/128		35 43 » » , 22 28 » »	4640	480	Апт
129		35 10 » » , 27 05 » »	3048	112	Средний миоцен
130		33 36 » » , 27 52 » »	2979	563	Плейстоцен
131		33 06 » » , 28 31 » »	3035	272	То же
375		34 46 » » , 30 46 » »	1900	821	Ранний миоцен
376	34 52 » » , 31 48 » »	2101	216,5	Поздний миоцен	
378	35 57 » » , 25 07 » »	1835	312	То же	
378А	» » » » , » » » »	1835	343,5	» »	
379	Черное море	43°00' с. ш., 36°01' в. д.	2165	624	Поздний плейстоцен
380		42 06 » » , 29 37 » »	2107	1073	То же
381		41 40 » » , 29 25 » »	1728	503	Поздний миоцен (?)

остракодами, мшанками и морскими ежами. В интервале 290—686 м вскрыты отложения нижнего плейстоцена — плиоцена: мергели, пески и песчаники с градационной слоистостью, содержащие переротложенные остатки меловых фораминифер, пелилипод и остракод. Из разреза выпадает мессинский ярус и пlicoцен ложится с несогласием на слои, относящиеся к низам верхнего миоцена. Они залегают между 686 и 864 м и представлены переслаивающимися мергелями, песками и песчаниками с автономной фауной пелилипод, бентосных мелководных фораминифер и остракод. В призбойной части скважины обнаружены гранодиориты, кордиерит-биотит-полевошпатовые роговики, биотит-плагноклазовые, мусковит-гранодиоритовые и мусковит-кварц-полевошпатовые гнейсы и диопсид-биотит-кварцевые сланцы [32, Ryan et al., 1973; 32, Hsu, Fox, Ryan, 1973].

Определение абсолютного возраста метаморфических пород из скв. 121 по K/Ar показало  $16,0 \pm 1,0$  млн. лет [32, Steiger, Frick, 1973]. По мнению ряда ученых, участвовавших в 13-м

Рис. 2. Некоторые элементы мессинской морфоструктуры и точки глубоководного и поискового бурения в акваториях Средиземного и Черного морей.



рейсе, эти метаморфиты похожи на кристаллические породы Марокканского Рифа, Сьерра-Невады и Бетского пояса, возраст метаморфизма которых определяется в Северо-Западной Африке силуром, а на Пиренейском полуострове — средним палеозоем. Датировки, полученные по К/Аг для кристаллических пород точки 121, отражают не истинный возраст, а время последнего прогревания, испытанного ими в конце альпийского тектонического цикла [32, Hsü, Ryan, 1973].

Судя по изотопам  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ , позднемiocеновые отложения в точке 121 накапливались в обширном пересыхающем соленом озере [32, Lloyd, Hsü, 1973]. Таким образом, суммарный размах послепозднемiocеновых опусканий в этой точке достигает 1850 м, из которых около 700 м были компенсированы осадками.

Точки 122 и 123 расположены на северо-западе Балаэрского моря. В первой из них верхние 79 м сложены песками, мергельными илами и мергелями с традиционной слоистостью и перертоложенными остатками птеропод, остракод и мшанок. Они отнесены к плейстоцену. Ниже лежат пески и илы плиоцена мощностью 77 м. Они подстилаются залегающими несогласно верхнемiocеновыми осадками, верхняя часть которых образована гравийниками и песками с гипсом, гальками известняков, обломками губок и раковин двусторчатых моллюсков. Под ними вскрыты мергели и гипсы.

В точке 123 плейстоцен и плиоцен представлены отложениями мутьевых потоков — песками, мергельными илами, гравийниками, алевролитами. Их мощность достигает 268 м. Под ними со стратиграфическим несогласием залегают вулканические пеплы нижнего миоцена с обломками дацитов, базальтов, андезитов и трахитов. Базальты сходны с щелочными базальтами континентов [32, Weibel, Hsü, 1973]. Абсолютный возраст этих вулканических пород составляет  $19,3 \pm 0,7 - 22,4 \pm 2,2$  млн. лет [32, Ferrera et al., 1973] и оказывается очень близким ко времени реовенации метаморфических образований свк. 121.

К востоку от о-ва Менорка в точке 372 свита плейстоценовых и плиоценовых наносов мергелей, известково-песчаных илов и песчанистых алевролитов мощностью около 159 м подстилается лежащими несогласно отложениями мессинского яруса — доломитизированными наносными мергелями и гипсами. Их мощность равна 48 м. Ниже вскрыты среднемiocеновые наносные мергели (197—420 м) сменяющиеся фораминиферо-наносными мергелями и алевролитами нижнего миоцена. Установленная мощность нижнемiocеновых осадков достигает 465 м [32, Hsü et al., 1978].

Донные фораминиферы, собранные из нижнемiocеновых слоев, обитали на глубинах около 1000 м. Фораминиферы из среднего миоцена указывают на глубины от 1200 до 1600 м. Глубина плиоценового бассейна по фораминиферам была не меньше 1500 м [32, Wright, 1978]. Аналогичные оценки получил У. Бенсон по остракодам [32, 1978]. Судя по изотопам  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$ ,

участвующие в сложении мессинского яруса наносные мергели формировались в обстановке открытого моря [32, McKenzie, Ricciuto, 1978]. Гипсы отлагались в периодически осушавшейся лагунах или соленом озере [32, Garrison et al., 1978]. Эвапориты очень близки к осадкам фашии Сбха, что также свидетельствует о неглубоком, пересыхавшем бассейне, в котором они формировались [32, Kidd et al., 1978].

Таким образом, в позднемiocеновое время в точке 372 существовало открытое довольно глубокое море. В мессинском веке море периодически мелело и морские условия сменялись озерно-лагунными. Опускания в плиоцене, по-видимому, достигли 2000—2900 м. Эти величины близки к установленным в точках 122 и 123 (2300 и 2550 м соответственно).

В точке 124, расположенной южнее разреза свк. 372, были вскрыты турбидиты плейстоцен-плиоценового возраста — пески, алевроиты и илы. Их мощность значительно больше мощности, установленной в свк. 372, и достигает 370 м. Как и в других точках, эти отложения залегают с разрывом на эвапоритах верхнемiocенового возраста — перемежающихся доломитовых мергелях, ангидритах и гипсах. По своему фашиальному облику эта свита чрезвычайно близка к мелководной ангидритовой фашии Сбха, описанной Эвансом в современных отложениях Персидского залива [44, Evans, 1966].

Отрицательные значения, полученные по изотопам  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ , свидетельствуют о формировании эвапоритов в периодически пересыхавшем озере. Положительные значения по тем же изотопам на плиоценовых отложениях указывают, что в это время в точке 124 уже существовало открытое море [32, Lloyd, Hsü, 1973; 32, Ryan et al., 1978].

Очень близкий разрез описан в свк. 371, заложеной на юге Балаэрского моря [32, Hsü et al., 1978a]. Здесь мощность плейстоценовых и плиоценовых илов достигает 540 м. Они подстилаются ангидритами и гипсами мессинского яруса. Сквжина прошла два несогласных контакта — перерыв между плейстоценом и плиоценом и трансгрессивное налегание плиоцена на верхний миоцен.

В свк. 133 и 134, расположенных на западном подводном склоне Сардинии, также обнаружены мелководные осадки мессинского яруса. В точке 133 они залегают в интервале 63—192 м и образованы песчанистыми глинами, песками, песчанниками и доломитами, по-видимому представляющими прибрежную фашию позднемiocенового бассейна. В точке 134 верхнемiocеновые слои залегают между 320 и 364 м. Они образованы доломитизированными мергелями, фораминиферными песчанниками, ангидритами с прослоями солей. Плиоцен, вскрытый в свк. 134, по-видимому, лежит согласно на верхнем миоцене. В его строении участвуют мергельные илы с прослоями песчаников, содержащих остракоды и обломки панцирей морских ежей. Плейстоцен в обеих точках представлен грубообломочными породами — песками, га-

лечными песками и гравийниками с чередующимися мергельными илами. В точке 133 эти слои, возможно, залегают с перерывом на мессинском ярусе [32, Ryan et al., 1973].

Дублирующие скв. 134А и 134Д дошли до палеозойского фундамента, подстилающего с режким угловым и стратиграфическим несогласием неоген-четвертичные осадки. В первой кристаллические породы были обнаружены на глубине 47 м, во второй — ниже 203 м. Они представлены метагравяками, филлитами и хлорит-серпичитовыми сланцами зеленосланцевой метаморфической фации. По К/Аг абсолютный возраст метагравяков определен равным  $210 \pm 15$  млн. лет, филлитов  $120 \pm 5$  млн. лет. Вторая величина, по-видимому, отражает реювенацию, испытанную этими породами в альпийскую стадию [32, Frick, Steiger, Hsü, 1973].

Метаморфические породы в точке 134 близки к кембрийским и ордовикским косослоистым конгломератовым метагравякам Сардинии. Сходные метагравяки и филлиты, в том числе граптолитосодержащие, известны на побережье Лионского залива. Их возраст, определенный по Rb/Sr, составляет 150 млн. лет и свидетельствует о метаморфизме герцинского времени [32, Hsü, Ryan, Cocozza, 1973].

По скважинам, заложенным в центральной, южной и восточной частях Балеарского моря, установлено, что в его пределах земная кора испытала в послемезоценовое время региональное опускание. Размах этих движений в точках 124, 133, 134 и 371 примерно одинаков и близок к 3000 м.

На севере Балеарского моря, в Лионском заливе, в нескольких поисковых скважинах вскрыты полные разрезы осадочных пород и достигнут палеозойский фундамент.

В скв. Трамонтан-1 (Т-1), забуренной на глубине 99,5 м, верхние 725,5 м представлены плейстоцен-плиоценовыми илами и глинами, залегающими с перерывом на серии перемежающихся глин, илов, песков, содержащих в основании мергели. Эти осадки мощностью 2625 м, датируемые ранним миоценом. Они перекрывают с режким стратиграфическим и угловым несогласием метаморфические образования палеозойского возраста [18, Cravatte et al., 1974].

Разрезы скважин Мистраль-1 (М-1), Отан-1 (А-1) и Сирокко-1 (S-1) в целом близки к только что охарактеризованному. В точке М-1 мощность плейстоцен-плиоценовых глин и песков возрастает до 1133 м. На глубине 1241 м установлены нижнемиоценовые глины, пески и известняки (мощность 2099 м), лежащие с несогласием на породы палеозойского возраста. В точке А-1 мощность четвертичных песков и глин достигает 782 м. Представленный терригенными породами плиоцен мощностью 1522 м ложится с перерывом и несогласием на нижнемиоценовые пески, песчаники и мергели. Мощность нижнемиоценовых осадков сокращается в этой скважине до 1185 м. Ниже вскрыты песчаники и мергели, отнесенные условно к триасу (3489—

3735 м), под которыми обнаружены палеозойские метаморфические образования. В скв. S-1 суммарная мощность четвертичных, плиоценовых и нижнемиоценовых отложений уменьшается до 1116 м. Как и в скв. Т-1 и М-1, нижний миоцен ложится с перерывом и угловым несогласием на нерасчлененный ближе палеозой [18, Cravatte et al., 1974].

Судя по этим разрезам, на месте современного Лионского залива в течение почти всего мезозоя и в первой половине кайнозоя располагалась устойчиво приподнятая область. Ее опускание, сопровождавшееся вторжением моря, произошло в начале миоцена. В раннемиоценовое время отдельные блоки земной коры в пределах залива испытали нисходящие движения с амплитудами 250—2600 м. В среднем миоцене дно залива было поднято. Новые опускания начались в плиоцене и продолжаются до настоящего времени. Их размах колеблется от 625 м в точке S-1 до 2300 м в точке А-1.

На юго-западе Балеарского моря на шельфе Алжира скв. Арзев-1 (Аг), расположенная недалеко от одноименного города ( $36^{\circ}02'$  с. ш.,  $00^{\circ}03'$  з. д.), была остановлена на глубине 1022 м в верхнетортонских мергелях, вскрытая мощность которых составляет 204 м. Эти осадки накапливались в обстановке шельфа. Выше лежат риолитовые интробиты (818—815 м), сменяющиеся мергелями и глинами с подчиненными прослоями гипса. Эти отложения, слагающие низы мессинского яруса, подстилают массивные гипсы с редкими слоями мергелей. Мощность отложений яруса в точке Арзев-1 достигает 176 м. Они перекрыты шельфовыми осадками плиоценового возраста — известняками и мергелями с единичными прослоями гипсов вскрытой общей мощностью 202 м [32, Burrollet et al., 1978].

Восточнее ( $36^{\circ}46'$  с. ш.,  $2^{\circ}44'$  в. д.) в скв. Алжир-1 (А), по данным П. Бюроле и др., под плиоценовыми песками, песчаниками и мергелями (137—165 м) вскрыты гипсоносные мергели (165—341 м), отнесенные к низам мессинского яруса. Эти осадки формировались в пределах шельфа, по-видимому, временами осушавшегося. Ниже лежат тортонские гипсы и гипритосодержащие мергели, а также глауконитовые песчаники (341—635 м). В сложенности низов среднего миоцена (635—1062 м) участвуют переслаивающиеся мергели и известняки с гипритом и глауконитом. Верх и нижний миоцена (лангского яруса) образованы мергелями, содержащими фосфориты и глауконит, и известняками. Низы лангского яруса сложены трахинидезитовыми туфами и туфогенными аргиллитами. Вскрытая мощность нижнемиоценовых отложений в скв. А равна 133 м [32, Burrollet et al., 1978].

Две скважины, пробуренные в глубоководной котловине Тирренского моря (132, 373), были остановлены в отложениях верхнего миоцена. В первой мощность плейстоцен-плиоценовых мергельных и фораминиферовых илов с прослоями вулканических пеллов и песков равна 183 м. Они отделены перерывом от эвапоритовой серни, вскрытая мощность которой не превышает

40 м. В эвапоритах установлены прослои мергелей, доломитовых мергелей и песков с остатками бентосных мелководных фораминифер (*Ammonia beccarii*, *Elphidium macellum*) и мелководных же кокколитофорид (*Braarudosphaera*). В других горизонтах соленосной свиты описаны ископаемые почвы [32, Ryan et al., 1973]. Этот разрез показывает, что в пределах современного Тирренского моря формирование позднемiocеновых эвапоритов происходило в субаэральной обстановке и неоднократно прерывалось кратковременными вторжениями моря.

В точке 373 скважина прошла 277 м плейстоценовых и плиоценовых илановых мергелей, содержащих внизу прослой вулканических пеплов, ожелезненных доломитов и базальтовой по составу брекчии. Между 277 и 457 м вскрыта вулканоогенно-осадочная серия, образованная потоками миндалекаменных порфировых базальтов с прослоями базальтовых брекчий, цементированных карбонатным материалом. В дублирующей скв. 373А между двумя потоками базальтовых лав встречен горизонт песков [32, Hsü et al., 1978].

Вулканоогенно-осадочная серия, отделенная перерывом от вышележащих слоев, относится к нижнему плиоцену — верхнему миоцену. Абсолютный возраст базальтов из основного разреза по K/Ar равен 4,4—7,4 млн. лет [32, Savelli, Lipparini, 1978], из дублирующей скважины 7,5±1,3 млн. лет [32, Barberi et al., 1978]. По заключению В. Дитриха и др. [32, 1978], базальты из разреза скв. 373А близки к океаническим толеитам.

Судя по изотопам  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$ , цементация базальтовых брекчий этого разреза протекала в глубоком море. Ожелезненные доломиты, лежащие над брекчиями, формировались при низких температурах, свидетельствующих о значительной глубине позднемiocен-раннеплиоценового бассейна [32, Bernoulli et al., 1978]. Основываясь на миндалекаменных текстурах лав, можно предположить, что глубина этого моря все же не превосходила 600—1000 м. Присутствие в брекчиях обломков базальтов различного химического состава указывает на то, что их отложение предшествовала транспортировка из достаточно удаленной области размыва.

Таким образом, амплитуда опускания ложа котловины Тирренского моря в точке 373А за плиоцен-четвертичное время может быть определена в 2500—2900 м. В точке 132 размах послемiocеновых нисходящих движений близок к 3000 м.

Скв. 374 забурена в Ионическом море на сравнительно глубоководной абиссальной равнине. По данным К. Хсю и др. [32, 1978], она была остановлена на глубине 444,5 м в верхнемiocеновых отложениях, представленных солями, ангидридами, доломитизированными алевролитами, гипсами, гипсоносными доломитизированными алевролитами. Вскрытая мощность отложений мессинского яруса равна 63 м. Выше залегают доломиты, сапропелиты, нановые мергели, илы, слоистые алевролиты, содержащие редкие прослои сапропелитов плиоцена (300—

381 м). Разрез завершается свитой переслаивающихся мергелей, илановых илов, алевроитов, песков и сапропелитов (100—300 м), отнесенных к плейстоцену. В верхних 100 м отбор керна не проводился.

В скв. 374 вскрыты верхи соленосных накоплений мессинского яруса. Полная мощность эвапоритовой свиты в пределах абиссали Ионического моря по геофизическим данным равна 3500 м [32, Montadert et al., 1978; Hsü et al., 1978].

Химический состав галита и пород, подстилающих и перекрывающих его, указывает на формирование их в неглубоком соленом озере [32, Kuehn, Hsü, 1978]. Мелководные условия, существовавшие в эпоху накопления эвапоритов, подтверждают присутствие в разрезе мессинского яруса горизонтов строматолитов [32, Awramik, 1978] и многочисленных местных эрозионных перерывов [32, Montadert et al., 1978]. Мелководная обстановка, в которой отлагались ангидриты, устанавливается по стабильным изотопам хлора  $^{36}\text{Cl}$  и углерода  $^{13}\text{C}$  [32, Hahn-Steinheimer et al., 1978].

Размах послемiocеновых нисходящих движений в точке 374 по минимальной оценке, основанной на предположении, что глубина домессинской котловины Средиземного моря приближалась к 800—1000 м [32, Wright, 1978], достиг 3300—3500 м. Амплитуда послемiocеновых движений может быть большей в том случае, если глубина доэвапоритового прогиба была меньше 800 м.

Точки 125, 126, 127, 128 и 377 расположены на профиле северо-восточного простирания, пересекающем Средиземноморский хребет и Гелленский желоб западное о-ва Крит.

Скв. 125, лежащая в пределах хребта, прошла 82 м четвертичных и плиоценовых илов и сапропелитов, содержащих аллохтонную фауну мелководных бентосных фораминифер. Эти слои залегают с несогласием на эвапоритах верхнего миоцена (82—121 м), представленных доломитами илами, доломитами и гипсами [32, Ryan et al., 1973]. Из разрезов скв. 126 и 377 выпадают плиоценовые и верхнемiocеновые отложения. Плиоценовые доломитовые мергели, наноллы (377), мергельные илы, пески, сапропелиты и брекчии (126), мощность которых в разрезах изменяется от 57 м (125) до 190 м (377), ложатся с перерывом на мергели, алевролиты, пески, алевролиты и глинистые сланцы среднего миоцена, накопившиеся в обстановке открытого моря в мезобатальных условиях [32, Ryan et al., 1973; 32 Hsü et al., 1978; 32, Wright, 1978].

Точки 127/128 лежат в Гелленском желобе. На этом участке вскрыто около 430 м плейстоценовых отложений двух фациально-разнотипных серий. Верхняя (200 м) из них — турбидитовая — образована песками с градиционной слоистостью, мергелями, мергельными илами и сапропелитами. Нижнюю слагают пески, алевролиты, мергельные илы и сапропелиты с горизонтальной слоистостью, по-видимому накопившиеся in situ в откры-

том море. Они залегают с перерывом на 8-метровой пачке верхнеплиоценовых доломитов и известняков с мелководными бентосными фораминиферами. Эта пачка отделена крупными стратиграфическим несогласием от доломитов и известняков с нерито-вой фауной аптского возраста.

Таким образом, если нет ошибки при идентификации возраста отдельных составляющих разреза скв. 127/128 (в частности, если нижнемерделевая фауна в основании вскрытой толщи действительно автохтонная), то можно реконструировать движение джожа Гелленского желоба в течение последних 105—110 млн. лет.

В этом случае можно допустить, что в районе точек 127/128 в конце раннемеловой эпохи существовало неглубокое море. Последнее (или, учитывая возможный последующий размыв, более молодое) восходящие движения подняли этот участок дна выше уровня моря. Субазральная обстановка проруссествовала до позднелиоценового времени, когда начались опускания, сопровождавшиеся накоплением сначала мелководных, а с плейстоцена — глубоководных осадков.

Сопоставляя разрезы 127/128 с расположенными южнее разрезами 126 и 377, можно допустить, что в Гелленском прогибе предплиоценовый перерыв по продолжительности был близок к установленному на северо-восточном фланге Средиземноморского хребта, т. е. он должен был развиваться в позднем миоцене — плиоцене.

По разрезам скв. 126, 127/128, 377 можно наметить позднелиоцен-плиоценовую сушу, располагавшуюся к югу от современного Пелопонесского полуострова. Последнелиоценовые нисходящие движения этой зоны характеризовались большими скоростями. Размах этих движений в Гелленском желобе достигал 5000 м, в пределах Средиземноморского хребта 3800—3900 м. Как отмечалось, в точке 374 амплитуда послелиоценовых опусканий составляла 3000—4300 м. Все указанные амплитуды должны быть уменьшены на 800—1000 м в том случае, если накоплению мессинских эвапоритов не предшествовало поднятие джожа равне-среднелиоценовой котловины Средиземного моря.

Существование к югу от Пелопонесса предтектонической области размыва косвенно подтверждается сейсмическими данными по Средиземноморскому хребту. По материалам Д. Лорта и др. [24], в пределах хребта южнее западной оконечности Крита развита мощная кора, строение верхней части которой резко отличается от строения океанической коры. В ее верхах (до глубины около 15 км) установлены горизонты с сейсмическими скоростями 1,8; 2,3; 3,5 и 5,8 км/с. Два нижних слоя интерпретированы Финетти и Морелли [15, Finetti, Morelli, 1973] как мезозой. По данным этих ученых, современные глубоководные структуры этой части Средиземного моря чрезвычайно молоды. В частности, Гелленский желоб, по-видимому, начал формироваться не раньше плиоценовой эпохи.

Точки 129—131 и 375, 376 расположены в восточной части Средиземного моря: 129 — на Средиземноморском хребте, 130 131 — в Левантской котловине и 375, 376 — в пределах восточного продолжения Средиземноморского хребта — подножия Флоренс.

В скв. 129 пройдены 38 м песчаников и известняков плиоцена. Они подстилаются лежащими с перерывом среднелиоценовыми доломитовыми шлами и мергелями, сменяющимися вниз известняками. В дублирующей скважине обнаружены четвертичные мергельные шлы, под которыми на глубине 73 м залегают доломиты и доломитовые мергели с дольными фораминиферами, указывающими на позднелиоценовый возраст этих слоев. Ниже вскрыты известняки с мелководными фораминиферами (*Ammonia beccarii tepida* Gusm) и остракодами среднелиоценового возраста [32, Ryan et al., 1973].

Изучение стабильных изотопов O, C и H из карбонатных и сульфатных пород мессинского яруса показало, что в доломитах изотопы  $^{18}O$  и  $^{13}C$  характеризуются отрицательными значениями, что свидетельствует об их накоплении в мелководной, лагунозной обстановке. В отличие от доломитов сульфаты формировались во время кратковременных трансгрессий моря [32, Fontes et al., 1973]. Общее погружение точки 129 за послереднелиоценовое время равно 3000—3050 (или 2000—2050) м.

Сква. 130 и 131 не вышли из плейстоценовых осадков, представленных терригенными шлами, песками, песчаниками, глинами, мергелями и известняками. В них встречены прослои сапропелевых илов. Терригенные члены этих разрезов содержат перетолженные фораминиферы и являются турбидитовыми накоплениями [32, Ryan et al., 1973].

В сапропелевых илах обнаружена обильная пыльца степной и пустынной растительности, приносившаяся из Африки и Средней Азии. С севера пыльца транспортировалась с небольших расстояний. Ее источником, по-видимому, были прибрежные равнины в пределах современных Италии и Греции [32, Rossignol-Strick, 1973].

К западу от Кипра на подножии Флоренс в скв. 375 отбор керн начал с глубины 137 м. В основании нижнего плиоцена установлены нановые доломитизированные мергели, лежащие с размывом на гилсы мессинского яруса с прослоями доломитизированных мерделей (140—194 м). В интервале 245—574 м вскрыты доломитизированные нановые мергели тортонского яруса с градационной слоистостью, прослоенные сапропелитами (в верхах), песками, песчаниками и алевролитами. В сложении среднего миоцена (622—679 м) участвуют мергели, алевролиты и известняки; нижний миоцен (733—821,5 м) образован мергелями, известняками и алевролитами [32, Hsu et al., 1978].

В скв. 376 в основании разреза вскрыты переслаивающиеся гилсы, гипсовые брекчи в песчаном заполнителе, ангидриты, галит. Верх мессинского яруса сложен мергелями, гилсами,

и гипсонесными песчаниками, алевролитами, известняками и спродолметизированными мергелями с прослоями песков и сапропелитов. Установленная мощность верхнего миоцена в точке 376 равна 160 м. Эти осадки имеют эрозионный контакт с перекрывающими нижнеплиоценовыми наивыми мергелями и сапропелитами [32, Hsü et al., 1978].

Судя по данным фораминиферам, ниже-среднемиоценовые осадки накапливались в пределах мезобассейна, обстановке [32, Wright, 1978], Мессинский соленосный бассейн охватывал не только нынешнее поднятие Флоренс. Он протягивался к востоку, а в южные пределы современного Кипра, где в массиве Трудос и на северном побережье известны верхнемиоценовые эвалпориты [32, Pantazis, 1978; 32, Baroz et al., 1978]. Не исключено, что на севере Кипра бассейн Флоренс соединялся с верхнемиоценовым соленым озером Адама (см. рис. 7).

Из разрезов скв. 375 и 376 установлено, что за послемиеоценовое время это поднятие либо испытало опускание на 1000 и новое время это поднятие либо (исходя из предположения, что в 2100 м соответственно, либо (исходя из предположения, что в мессинском веке уже существовала впадина Средиземного моря глубиной до 1000 м) оставалось стабильным в районе точки 375 и погрузилось на 1100 м вблизи точки 376.

Скважина, пробуренная на глубине 302 м в нижнеплиоценовых мергелях с прослоями сапропелитов и сапропелевых наивных мергелей с прослоями которых равна 29 м. В сложенной мергелей, вскрытая мощность которых мергели, сапропелиты и осадочного плиоцена участвуют мергели, сапропелиты и осадочная брекчия (122—283 м). Плейстоцен образован наивными мергелями, илами и сапропелитами. В дублирующей скв. 378А мергелями, илами и сапропелитами залегают гипсы позднего под нижнеплиоценовыми мергелями залегают гипсы позднего миоцена. Их вскрытая мощность 40 м [32, Hsü et al., 1978].

Судя по стабильным изотопам  $^{18}O$  и  $^{13}C$ , эвалпориты разреза скв. 378А формировались в очень неглубоком бассейне [32, Ricciolo, McKenzie, 1978]. Амалитуда послемиеоценовых инсохиальных движений дна Эгейского моря в точке 378 достигает по разным различным оценкам 2000—2100 или 1000—1100 м.

**Черное море.** Из трех скважин, лежащих в центральной и юго-западной частях его акватории, две (379, 380) не вышли из отложений верхнего плейстоцена, хотя вторая из них была заглублена на 1073 м (см. рис. 7 и табл. 15).

В точке 379 верхний плейстоцен представлен терригенными илами, глинами, диатомовыми мергелями. В скв. 380 верхние 874 м слагаются переслаивающимися известковыми, сапропелевыми, диатомовыми и сидеритовыми илами, асфритами и глинами. Ниже 912 м в разрезе начинают преобладать доломиты, переслаивающиеся с известняками и мергелями, а до глубины 988 и 1007 м обнаружена пачка перемежающихся доломитов и черных глинистых сланцев. Глубже 1007 м залегают пачка

монотонных черных глинистых доломитизированных сланцев, выгода содержащих примесь вулканического пепла.

Скв. 381 прошла толщу диатомовых илов и глин, терригенных илов, конгломератовых алевролитов, доломитов, глинистых песков и на глубине 465 м достигла песчанистых глин и глинистых алевролитов с прослоями брекчий [32, Ross et al., 1975] позднего миоцена (?). По разрезам черноморских скважин установлено, что в центральной и юго-западной частях моря в позднем плейстоцене существовали глубины близкие к современным.

**Красное море.** Все скважины, пробуренные в акватории этого моря во время 23-го рейса «Гломер Челленджера», расположены южнее широты Джидды (табл. 16, см. рис. 11). Здесь же на юге, на островах Фарансан и Дахлак, пройдены разведочные скважины [32, Coleman, 1973, 1974].

Таблица 16

Точки глубоководного бурения в акватории Красного моря

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		дна	забой	
225	29°19' с. ш., 38°13' в. д.	1228	230	Поздний миоцен
226	21°22' » » 38°10' » »	2169	14	Поздний плейстоцен
227	21°20' » » 38°08' » »	1795	359	Поздний миоцен
228	19°05' » » 39°00' » »	1038	325	Равный плиоцен
229	14°46' » » 42°11' » »	852	212	Поздний плейстоцен
230	15°19' » » 41°50' » »	832	9	Палеоплейстоцен

Три скважины (225—227) расположены в средней части моря, внутри рифтовой долины. Первая прошла 50 м плейстоценовых фораминиферовых глин глинистых алевролитов с прослоями мела. Плиоцен образован сходными породами, и только нижние горизонты его представлены глинистыми аргилитами. На глубине 176 м они подстилаются доломитизированными аргилитами, гипсованными доломитами и ангидритами с тонкими прослоями галита. Эти слои отнесены к верхнему миоцену [32, Whitmarsh et al., 1974].

В точке 226 (западная часть рифта) вскрыта 5-метровая пачка, сложенная монтмориллонитом, галитом и ангидритом. Она залегают на подушечных базальтовых лавах. По химическому составу эти лавы близки к базальтам срединно-океанических хребтов [32, Whitmarsh et al., 1974].

Скв. 227 была заложена в центральной части рифтовой долины. В ней установлен маломощный (30 м) плейстоцен — детритусовые глины, илы и мел. Мощность плиоцена — около 200 м. В его формировании участвуют алевроитовые глины, сменяющиеся вниз по разрезу доломитовыми аргилитами. В интервале 226—359 м обнаружены эвалпориты позднего миоцена. С глубины 280 м в этих породах выявляются хорошо сохранившиеся бентосные фораминиферы.

Точка 228 лежит у западного края рифта недалеко от островов Суакии. По данным Р. Уайтмарша и др. [32, Whitmarsh et al., 1974], в ней вскрыты средне-нижнеплейстоценовые илы и алевроиты, залегающие с перерывом на плиоценовые алевроиты и доломитовые аргиллитах. Мощность плейстоцен-плиоценовых отложений равна 287 м. В призабойной части скважины обнаружены переслаивающиеся доломиты, алевролиты и ангидриты, отнесенные условно к верхнему миоцену.

Скв. 229 и 230 пробурены в южной части Красного моря. Здесь рифтовая долина постепенно суживается и выкладывается. Первая из этих скважин расположена у западного склона рифта. Ею пройдены отложения голоцена и плейстоценовые слои, в которых бурение было прекращено. Вскрытый разрез образован известковыми илами и алевроитами глинами, содержащими значительную примесь вулканокластического материала. Во второй точке бурение было прекращено на глубине 9 м; скважина не вышла из постплейстоценовых карбонатных илов с остатками итеропод и фораминифер. Недалеко от точки 230, несколько выше по склону рифтовой долины, отражающий горизонт, идентифицируемый кровлей эвапоритовой толщи, был обнаружен на глубине 150 м [32, Whitmarsh et al., 1974].

По данным бурения на нефть, проводившегося на островах Фарасан и Дахлак, установлено, что эвапориты (доломиты, ангидриты, соль) развиты не только в глубоководном рифте, но и в прибрежных, мелководных зонах Красного моря. Как правило, соленосная толща залегает на небольшой глубине 100—300 м [17, Coleman, 1973].

Присутствие поднемиоценовых эвапоритов в шельфовой зоне Красного моря — факт чрезвычайно важный. Он свидетельствует, что и однообразные с ними эвапориты, залегающие в настоящее время в пределах глубоководной рифтовой долины, скорее всего формировались в мелководной обстановке. Этот факт — не единственный. Существует ряд признаков, указывающих на накопление эвапоритов Красного моря в пределах крупного неглубокого залива Средиземного моря в обстановке близкой к лагунной.

По данным Р. Коулмана [32, 1974], пространственное размещение мезозойских пород Северо-Восточной Африки и Аравийского полуострова исключает возможность существования морского бассейна этого времени на месте современного Красного моря.

В тоаре опускание краевых зон Нубийско-Аравийского щита сопровождалось трансгрессией моря в пределы Суэцкого перешейка и п-ова Синай. Постепенно расширяясь, этот бассейн распространился в восточную половину Аравийского полуострова, достигнув в малье Йемена. Через юг Эритреи он соединился с морем, покрывавшим Африканский Рог. Как на севере, в Синае, так и на юге, в Эритрее и Йемене, береговые

линии этого бассейна проходили поперек современного Красного моря.

В начале мелового периода море покинуло северную пещирию Нубийско-Аравийского щита. К востоку от него в некотором продолжалось накопление морских осадков, замещавшихся в Йемене континентальными песчаниками. Новая трансгрессия, начавшаяся в барреме — апте, захватила северную и восточную окраины щита. На юге, в Йемене и Эритрее, продолжали формироваться континентальные отложения, переходившие на Африканском Роге в смешанные морские и субаэральные осадки. В позднемеловую эпоху происходили кратковременные вторжения моря в Судан и Сомали, тогда как на востоке Аравийского полуострова морская обстановка устойчиво сохранялась до конца эоцена. В Йемене поздний мел характеризовался накоплением континентальных отложений.

Крупная трансгрессия, начавшаяся в конце мелового периода, охватила значительную часть Судана и север Синайского полуострова. Морские условия сохранялись здесь до раннего эоцена. В Эритрее, Йемене и в западной части Африканского Рога начало и середина палеогена были временем континентального развития.

Следует отметить, что движения, контролировавшие позднемезозойские и раннекайнозойские трансгрессии в пределах северной и южной окраин Аравийско-Нубийского щита, а также границы позднемеловых и палеогеновых эпиконтинентальных седиментационных бассейнов юго-запада Аравийского полуострова и Эритреи, вплоть до конца эоцена не обнаруживают какой-либо связи с современными ориентировкой и конфигурацией Красного моря. Границы зон поднятий и опусканий устойчиво сохраняли субширотное простирание и протягивались поперек современного Красного моря.

На большей части побережья и шельфа Красного моря отложения эоцена и олигоцена отсутствуют. Исключение составляет лишь южная оконечность моря. Олигоценовые слои были обнаружены при бурении в депрессии Дан-киль, в Вади-Фатума и на юго-западе Аравийского полуострова. В последнем случае, в районе, лежащем на берегу Красного моря, вскрыты песчаники и известняки с фауной верхнего олигоцена, содержащие несколько потоков базальтовых лав. Определение их абсолютного возраста подтвердило олигоценовый возраст вмещающих пород [22, Whiteman, 1968]. По мнению геологов, работающих в этом регионе, в олигоцене на месте Красного моря существовало сводовое поднятие. Основываясь на присутствии в Йемене меловых базальтов, Р. Коулман, вслед за Джексеном, относит формирование этого свода к концу мелового периода [32, Coleman, 1974]. Судя по широкому развитию в южной части рассматриваемого региона базальтов, абсолютный возраст которых колеблется от 36 млн. лет в Эритрее до 29—24 млн. лет на юго-западе Саудовской Аравии [44,

Ванн 1970], можно допустить, что в олигоценовую эпоху сводное воздыание Аравийско-Нубийского шита происходило особенно интенсивно.

В отличие от палеогена морские и континентальные отложения миоценового возраста обрамляют Красное море почти на всем его протяжении. Такое размещение раннеогценовых осадков показывает, что обрушение центральной части Аравийско-Нубийского свода произошло в миоцене и с этого времени началось формирование рифта Красного моря.

Морской миоцен распространен на берегах Суэцкого залива, на восточном берегу залива, Акаба [44, Brown, 1970]. Далее на юг он прослеживается по западному берегу до Порт-Судана, а на восточном — до Яэбо. По данным бурения на нефть, проведенного по берегам моря и на его шельфе, установлены отложения миоценового и постмиоценового возраста, местами весьма незначительной мощности. В Суэцком заливе верхи разреза представлены континентальными наносами (366 м), под которыми залегают породы эвапоритовой серии (около 1200 м), датированные поздним миоценом. В основании разреза обнаружены средне-нижнемиоценовые морские глинистые сланцы мощностью 1500 м [47, Ahmed, 1972].

В южной части Красного моря несколько поисковых скважин, заложенных на островах Фарасан, были забурены в плиоценовых известняках, но уже на глубинах от 41 до 135 м вошли в ангидриты, гипсы и соли эвапоритовой серии. Скважина, расположенная на восточном берегу моря, вблизи границы Саудовской Аравии и Йемена, прошла 983 м в постмиоценовых грубообломочных континентальных отложениях. Под ними вскрыта мощная толща (около 2400 м) переслаивающихся доломитов, ангидритов, гипсов и солей, содержащих потоки лав. Она подстилается смешанными морскими и лагунами осадками среднего миоцена. На островах Дахлак мощность эвапоритовой серии достигает 2880 м [47, Ahmed, 1972]. Морские доерхнемиоценовые осадки были установлены также в депрессии Данакиль.

Раннемиоценовое море ингрессировало с севера и проникло до современной депрессии Данакиль. Эта ингрессия развивалась одновременно с поднятиями Йеменского и Эфиопского блоков, отторгивавших миоценовый залив Красного моря от акватории Индийского океана. Отделение Красного моря от Средиземного и его соединение с Индийским океаном произошло не раньше плиоценовой эпохи.

Сопоставление миоценовых эвапоритов Красного моря с современными или голоценовыми эвапоритами Персидского залива [44, Evans, 1966; 47, Kendall, 1969], Ливии и Туниса [47, Kinsman 1969], накапливающимися в мелководных лагунах, показало фациальную однородность этих осадков. Мелководный генезис соленосных позднемиоценовых отложений Красного моря подтверждается присутствием в них строматолитов, стро-

нивших свои колонии в опресненных зонах лагуны, развитием желвачной и онколитовой структур в гипсах и ангидритах. В этих же слоях отмечены многочисленные трещины усыхания, прослой косослоистых терригенных пород, линзы и прослой галечников [32, Stoffers, Kühn, 1974; 32, Stoffers, Ross, 1974]. Весьма значительная латеральная изменчивость эвапоритовой толщи также указывает на ее накопление в мелководной обстановке.

Высокое отношение Sr/Ca в ангидритах, показывающее, что эвапориты образовались не в результате перекристаллизации гипсов, а являются первичноосадочными породами, стабильная компенсация гипсов и ангидритов также свидетельствует о накоплении этих пород в неглубоком бассейне. Это же подтверждается присутствием брома и изотопами  $^{86}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  [32, Manheim, 1974].

Значительные колебания содержания изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  в доломитах, отобранных из разрезов позднемиоценовых отложений Красного моря, характерны для пород, формирующихся в мелководной обстановке. Аналогичные изменения содержания этих изотопов были установлены У. Перри в озерных осадках Западного Техаса [32, Supko, Stoffers, Coplen, 1974].

Учитывая все эти признаки, можно сделать вывод, что в позднем миоцене на месте современного Красного моря существовала обширная мелководная лагуна, сообщавшаяся со Средиземным морем. В ее пределах происходило накопление соленосных отложений. Интенсивное погружение днища рифтовой долины началось только в постмиоценовое время. Амплитуды плейстоценовых нисходящих движений в пределах рифта Красного моря увеличиваются с юга на север от 600—700 м на широте Ходейды до 1300—2300 м около Джидды.

Признание мелководного генезиса миоценовых эвапоритов Красного моря не исключает возможного присутствия в их составе гидротермальных образований. Данные Ф. Манхейма показывают, что по крайней мере некоторые породы, слагающие эвапоритовую серию, могли иметь своим источником горячие гидротермы, поднимавшиеся из лежащего на глубине разогретого и разуплотненного диалра [32, Manheim, 1974]. В то же время безусловное отнесение горячих рассолов, обнаруженных в придонных водах Красного моря, к первичным гидротермам вызывает сомнение. Не исключено, что гидротермы, поднимающиеся через миоценовые эвапориты, достигают дна, сильно изменив свой состав по отношению к первичному. Такое изменение состава гидротерм может быть связано с выщелачиванием эвапоритов.

Выводы. 1. При бурении в акваториях Средиземного и Красного морей установлено, что на большей части их площади в сложении верхнего миоцена участвуют эвапориты. Они обнаружены в диапазоне от литоральных до абиссальных глубин, а также широко развиты в Испании, Италии, Марокко, Алжире,

Тунисе, Ливии в Албании, на Ионических островах, в Турции, Иранде, Египте, Саудовской Аравии, Йемене и Эфиопии. Таким образом, в размещении эвапоритов не обнаруживается какой-либо корреляции с современным рельефом дна Средиземного и Красного морей и обрамляющей их суши.

В отличие от этого средние мощности мессинского яруса отчетливо связаны с положением этих отложений в региональной структуре. На суше мощность мессиния, как правило, не превышает первых двух-трех сотен метров. Так, в районе Лорки, в Испании, она равна 160 м, на севере Сицилии 120 м, на Ионических островах 125—200 м [32, Fabricius et al., 1970], на севере Кипра 50—100 м [32, Baroz et al., 1978], в Сирии 40 м [49, Beydoun, 1977], на побережье Израэля 100 м [32, Gvirtzman, Buchbinder, 1978] и только в Ливане и в центральных районах Сицилии достигает 800 м [49, Beydoun, 1977; 32, Montadert et al., 1978]. В акватории Средиземного моря, судя по геофизическим данным, мощность мессиния возрастает до 2000—3000 м. Эти величины были установлены Финетти и Морелли для Левантинской котловины и котловины Анталя [15, Finetti, Morelli, 1973; 39 Morelli, 1975]. Во впадинах Тирренского и Ионического морей разрезы мессиния сокращаются, однако и в этих акваториях его мощность достигает 1000 м. По данным Л. Монтадэ [32, Montadert et al., 1978], мощности отложений мессинского яруса в средиземноморских котловинах, определенные с помощью геофизических методов, изменяются в пределах 1200—1600 м (Алжиро-Прованский, Ионический, Левантинский бассейны, котловина Анталя, подводная дельта Нила). Близкая мощность (1500 м) установлена на поднятии Флоренс. Максимальные мощности мессиния предполагаются в пределах абиссали Геродот, к югу от Средиземноморского хребта, и на юге Красного моря (3200—3600 м). Только в бассейне Адама мощность эвапоритовой серии не превышает 800 м. По сведениям Я. П. Маловицкого [8], мощность отложений мессинского яруса на большей части акватории Средиземного моря колеблется от 500 до 1000 м, достигая в котловинах 1500—2500 м.

Пространственное распространение эвапоритов и характер изменения их мощностей могут быть истолкованы двояко. Они могут свидетельствовать о различном генезисе эвапоритов, залегающих в настоящее время на суше и шельфах и обнаруженных в глубоководных зонах, об их формировании на разных глубинах, в принципиально различных условиях. Эти признаки могут указывать также на то, что верхнемiocеновые эвапориты повсеместно накапливались в сходной обстановке, на тех очень небольших глубинах или в субазральных условиях, которые устанавливаются для соленосных отложений обрамлений Средиземного и Красного морей. Изменение мощностей эвапоритовой свиты в этом случае объясняется разными скоростями опу-

скания земной коры в пределах отдельных соленосных бассейнов.

Первое предположение не только не подтверждается фактическим материалом, но и противоречит ему. Идентичность фашиальной принадлежности эвапоритов, обнаруженных в глубоководных зонах, на суше и шельфе несомненна. Она была отмечена всеми исследователями, участвовавшими в 13, 23 и 42-м рейсах «Гломар Челленджера».

Присутствие в миоценовых эвапоритах Средиземного и Красного морей ископаемых почв и строматолитов, комковатая и онколитовая структуры гипсов и ангидритов, трещины усыхания, косая слоистость, значительная латеральная изменчивость соленосных отложений — все это свидетельствует о накоплении на очень небольших глубинах, а часто и в субазральных условиях. Это заключение подтверждается отрицательными значениями стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  из пород мессинского яруса.

Субаквальный и субазральный генезис эвапоритов Afro-Евразийского средиземноморья устанавливается не только на основании перечисленных признаков. О нем свидетельствует водный и солевой баланс позднемiocенового Средиземного моря, исключающий возможность формирования эвапоритов в глубоком бассейне, соединившимся с Атлантическим океаном. На него указывает также различный литологический состав эвапоритовой серии в пределах западной и восточной частей Средиземного моря: преобладающее развитие на западе гипсов и доломитов, а на востоке солей и ангидритов. Мелководное происхождение позднемiocеновых эвапоритов косвенно подтверждается тем, что современное Средиземное море не является соленосным, а также несовместимостью гидродинамического режима глубоководного бассейна с его подводными течениями и сложной вертикальной циркуляцией водных масс с обстановкой, необходимой для устойчивого регионального формирования эвапоритов [32, Hsü, Cita, Ryan, 1973].

Немаловажным признаком, свидетельствующим о накоплении мессинских эвапоритов Afro-Евразийского средиземноморья в неглубоких обширных лагунах и замкнутых осолоненных озерах, является чрезвычайное литолого-фашиальное сходство их с современными и древними мелководными эвапоритами. Все исследователи подчеркивают фашиальную однородность соленосных отложений мессинского яруса с соленотной фашией Сехба Персидского залива [47, Kinsman, 1969; 47, Kendall et al., 1969]. Несомненна также их близость к современным лагунным эвапоритам Западной Мексики [47, Phleger, 1969]. Фашиально неотличимые соленосные накопления описаны в составе цехштейна северо-западных районов ФРГ (Жиньо, 1952 г.) и акватории Северного моря [47, Brunstrom, Walmsley, 1969], в пещальвании Скалистых гор [47, Peterson, Hite, 1969], миссисипских и девонских отложениях шта-

та Дакота США и провинции Тангитаба, Саскачеван и Альберта Канады [47, Fuller, Porter, 1969; 47, Klingspor, 1969], накопившихся в обширных неглубоких усахавших внутриконтинентальных бассейнах.

Наконец, о мелководном происхождении позднемiocеновых соленосных отложений Афро-Евразийского средиземноморья свидетельствует региональное несогласие между эвапоритами и перекрывающими их морскими осадками плиоценового возраста. Этот перерыв не был отмечен только в разрезах скв. 378 и 134, вскрытых на юге Эгейского моря и вблизи Сардинии, а также в некоторых разведочных скважинах, пробуренных по берегам Красного моря. Причина отсутствия послезапоритового перерыва в разрезе скв. 378 неясна. По периферии Красного моря и на подводном склоне Сардинии этот перерыв исчезает только в тех разрезах, в которых либо над эвапоритами залегают континентальные отложения (Красное море), либо в слоении мессиния и плиоцена существенную роль играют мелководно-морские накопления (Сардиния). Таким образом, перерыва нет в тех районах, где условия осадконакопления не претерпели существенных изменений на рубеже миоцена и плиоцена.

Все сказанное свидетельствует о том, что мессинские эвапориты Средиземного и Красного морей формировались в мелководной субаквальной и субэвральской обстановке. Эта точка зрения в настоящее время является общепризнанной [8; Чумаков, 1971 г.; 32, Cita et al., 1978; 32, Hsü, Cita, Ryan, 1973; 32, Hsü et al., 1978; 32, Kidd et al., 1978; 38, Malovitsky et al., 1975; 38, Ryan, Cita, 1978; 32, Sonnenfeld, 1974 и др.]

2. Следует подчеркнуть, что мелководный генезис эвапоритов мессинского яруса еще не дает основания считать, что современная впадина Средиземного моря со всеми присущими ей морфоструктурными особенностями возникла совсем недавно, в постмессинское время. В частности, субаквальная и субэвральная природа мессиния еще не доказывает, что нынешние глубоководные котловины Афро-Евразийского средиземноморья не существовали в предмессинское и мессинское время.

Дело в том, что образование эвапоритов в Средиземном море предшествовало накоплению осадочных серий бурдигальского, гельветского и тортонского ярусов, происходившее в обстановке открытого и достаточно глубокого моря.

Изучение сообществ донных фораминифер, собранных в нижне-среднемiocеновых отложениях разреза скв. 372 (Алжиро-Прованский бассейн), по данным Р. Райта [32, Wright, 1978], позволяет говорить, что в начале бурдигальского века существовали глубины порядка 700—800 м. Последующее некомпенсированное (или частично компенсированное) опускание морского дна привело к тому, что в конце гельветского ве-

ка глубина Алжиро-Прованского бассейна в районе точки 372 достигла 1500—1600 м.

Основываясь на литолого-фациальном тождестве ранне- и среднемiocеновых отложений разреза скв. 372 с одновозрастными осадками, вскрытыми в точках 123, 126, 129, 373, 375, 377, а также пройденными разведочными скважинами в Лионском заливе и на шельфе Алжира, можно допустить, что глубина бурдигал-тортонского Средиземного моря равнялась в среднем 1000—1500 м.

Судя по бентосным фораминиферам, к границе позднего миоцена — раннего плиоцена относится новая волна нисходящих движений, по-видимому имевших значительную амплитуду. Она обусловила резкие изменения биоценозов, полное исчезновение вылов, обитавших в пределах неритовой зоны, и сокращение видового состава эпиплатиальной ассоциации, существовавшей на глубинах 200—1300 м [32, Wright, 1978].

3. Таким образом, известно, что к началу мессинского века в пределах Средиземного моря располагались котловины, дно которых было опущено на 1000—1600 м ниже уровня океана. Известно также, что после накопления эвапоритов мессинского яруса на площади Средиземного моря начались крупные опускания, в конечном счете сформировавшие современную морфоструктуру этой акватории.

В отличие от этого, глубина впадины, существовавшей в мессинском веке, и характер вертикальных движений ее ложа до сих пор остаются неясными.

В такой ситуации движения в мессинском времени могли развиваться тремя различными путями: а) ложе средиземноморской впадины во второй половине позднего миоцена оставалось стабильным и накопление эвапоритов происходило в замкнутых котловинах, дна которых были опущены на 1000—1500 м ниже уровня океана; б) ложе впадины в мессинском веке испытало крупное опускание, и формирование основной массы эвапоритов протекало во впадине близкой по своим размерам, глубине и конфигурации к современной впадине Средиземного моря. При этом можно допустить, что в мессинское время ложе соленосных бассейнов находилось на 3—4 км ниже уровня Атлантического океана; в) ложе впадины в начале мессинского века испытало поднятие, и глубина соленосных бассейнов относительно поверхности океана не превышала несколько сот метров.

4. В настоящее время наибольшим признанием пользуется первое объяснение, особенно активно защищаемое У. Райаном и М. Чтой. В СССР сторонником его является И. С. Чумаков (1971 г., 1975 г.) [32, Hsü, Cita, Ryan, 1973; Cita et al., 1978; 38, Ryan, Cita, 1978].

Поскольку два первых объяснения по существу близки, некоторые исследователи, в том числе К. Хсю, иногда рассматривают их совместно, не подчеркивая их различие.

По мнению У. Райана и М. Чити, глубина впадины Средиземного моря уже в начале мессинского века была близка к современной, т. е. составляла 3000—4000 м. Накопление эвапоритов происходило в результате неоднократного полного выпаривания наполнявшей ее воды в эпохи, когда впадина отступала от океана. По данным К. Хсю и др. [32 Нсй et al., 1978], в течение мессинского века воды Атлантики 6 раз заполняли впадину Средиземного моря и 7 раз оказывались полностью выпаренными.

Существование на месте Средиземного моря мессинской впадины глубиной 3—4 км обосновывается: присутствием в разрезе мессинского яруса горизонтов, сложенных осадками открытого моря; фауной этих горизонтов, интерпретируемой как глубоководная, и наличием в толще мессинских пород многочисленных размывов, якобы обязанных своим возникновением периодическим прорывам атлантических вод в пределы глубокой впадины.

В одной из последних работ У. Райана и М. Чити [38, Ryan, Cita, 1978] эта аргументация дополнена сведениями о структурной тождественности до- и послезэвапоритовых седиментационных зон и унаследованности вторых от первых, о систематических и закономерных изменениях фаунального состава эвапоритовых толщ в краевых зонах соленосных бассейнов, указывающих на близость мессинского рельефа этих зон к современному и об однородности пространственного размещения до- и послемессинских абиссальных фаций и фаций континентальных поднятий.

Наконец, для доказательства очень большой глубины впадины мессинского средиземноморья используются данные о широком развитии по периферии этого бассейна переуглубленных долин, частично выполненных отложениями мессинского яруса, а частично более молодых осадками.

Эта аргументация должна быть проанализирована, так как только после этого можно оценить глубины позднеоценовой впадины, располагавшейся на месте современного Средиземного моря.

Рассматривая разрез мессинских отложений Сицилии, А. Децима и Ф. Везель [32, Decima, Wezel, 1973] выделили в нем осадки с фауной открытого моря: горизонты турбидитовых гипсососных песков пиритизированных мергелей и глин с мелкими донными фораминиферами, якобы обитавшими на значительной глубине, прослой песков, гипсов и мергелей с остатками *Ammonia* и породы формации Трюби, залегающие трансгрессивно с базальным конгломератом в основании на эвапоритах мессинского яруса. Из этой формации известны бентосные фораминиферы, глубина обитания которых определяется в следующих пределах: *Cassidulina subglobosa* 150—600 м, *Karreriella bradyi* 150—800 м, *Planulina ariminensis* 65—4020 м, *Uvigerina peregrina* 150—600 м.

На этом основании А. Децима и Ф. Везель делают вывод, что не только породы с морской фауной, но и залегающие между ними эвапориты формировались в открытом и достаточно глубоком бассейне.

Однако такое заключение неубедительно. Во-первых, нет оснований считать турбидиты исключительно глубоководной фацией. Как известно, мутьевые потоки могут возникать и возникают не только в глубоководных, но и мелководных, в том числе озерных, водоемах [27, 28, 24, Weir, 1969].

Во-вторых, очевидно, что фауна, обнаруженная в морских осадках, прослаивающих толщу эвапоритов или перекрывающих ее, свидетельствует о глубине накопления вмещающих отложений, но не разделяющих их эвапоритов. Присутствие в разрезе мессинского яруса морских осадков означает только, что формирование соленосных позднеоценовых накоплений неоднократно прерывалось кратковременными вторжениями моря и сменилось в конце концов трансгрессией, устойчиво развивавшейся в течение плиоцена и плейстоцена. Заключать отсюда, что и эвапориты отлагались в глубоких котловинах, нет оснований.

К этому следует добавить, что А. Децима и Ф. Везель реконструируют глубоководную обстановку мессинского времени по эврибатальным формам, обитавшим в широком диапазоне глубин. Те же виды с равным и столь же сомнительным успехом можно использовать для доказательства литоральной обстановки накопления морских осадков эвапоритов серии.

Вызывает сомнение также трактовка местных перерывов и размывов, установленных в разрезе мессиния, и размывов, выявленных при непрерывном сейсмическом профилировании, как следов периодических катастрофических прорывов океанских вод в глубоководную средиземноморскую впадину. Изучение сейсмических профилей скорее убеждает в обратном, так как следов крупных региональных размывов на них не обнаруживается. На всех профилях отложения мессинского яруса выдержаны по мощности. Плавные изменения ее повсюду повторяют (с тем же знаком) изменения мощностей доэвапоритовых осадков, что указывает на унаследованность мессинской структуры от доmessинской и практически исключает возможность значительного размыва мессинских пород.

На сейсмических профилях в верхнем горизонте мергелей и гипсов мессиния отсутствуют какие бы то ни было непорядочные изменения его мощности, неизбежные в случае прорывов океанских вод в глубоководную впадину и региональных размывов, обусловленных этими прорывами.

Скачкообразные изменения мощностей повсеместно приурочены только к нижнему горизонту мессинского яруса, в сложении которого участвуют соли и ангидриты, причем все эти изменения несомненно обусловлены соляной тектоникой (см.,

нарпер, 38, Ryan, Cita, 1978, профили 1, 2, 3, 6, 9; 32 Montardret et al., 1978, профили 2, 5, 6, 7, 9, 10).

Многочисленные местные перерывы и размыты, описанные в наземных выходах мессиния и установленные в глубоководных скважинах, объясняются не только гипотезой о 3—4 километровой глубине позднемессинской впадины Средиземного моря. Эти перерывы и размыты могли возникнуть в результате чрезвычайно изменчивой палеогеографической обстановки, существовавшей в пределах современной акватории Средиземного моря и по ее обрамлению в мессинском веке и характеризовавшейся частой сменой субаквальной и субаэральной седиментации, кратковременными трансгрессиями моря и его отступлениями, усыханием осолоненных озерных бассейнов и т. д.

Аргументы приведенные У. Райаном и М. Читой [38, Ryan, Cita, 1978], ни в малейшей степени не свидетельствуют о значительной (несколько километров) глубине мессинской впадины Средиземного моря. Более того, факты, приведенные У. Райаном и М. Читой, вообще не позволяют высказать какие-либо суждения о глубине эвапоритовой впадины.

Все признаки, упомянутое У. Райаном и М. Читой скорее подтверждают, что современная структура акватории Средиземного моря наследует структуру, в основных чертах сформированную уже в доэвапоритовое время. Структурные соотношения доэвапоритовых и послэвапоритовых отложений и закономерности в размещении осадков различной фациальной принадлежности с равной вероятностью могли возникнуть как в пределах впадины, днше которой лежало на 3—4 км ниже уровня океана, так и в пределах прогиба, наиболее прогнутые участки которого располагались всего на несколько сот метров ниже океанической поверхности.

В отличие от только что рассмотренных признаков наличие по периферии Средиземного моря переуглубленных долин на первый взгляд, как будто подтверждает представления о глубокой мессинской впадине.

Исследования Буркар и Глашко [32, Hsü, Cita, Ryan, 1973] показали, что на подводных склонах Северной Африки, Испании, Балеарских островов, Корсики и Сардинии существуют многочисленные подводные каньоны, прослеженные в отдельных случаях до глубины 2600 м и выходящие своими верховьями на сушу. Как показали своими исследованиями Буркар и Глашко, эти каньоны возникли в субаэральных условиях и были затем частично выполнены отложениями мессинского яруса. Мессинское переуглубление, амплитуда которого составляет несколько сот метров, было установлено Ж. Клозоном [38, Clauzon, 1978] в долине Вара в Провансе.

По мнению французских геологов, эти факты указывают на то, что уже во время межэвапоритовых трансгрессий ложе западной части Средиземного моря испытало хотя и кратко-

временные, но крупные опускания, амплитуда которых могла достигать 1000—2000 м.

Переуглубленные подводные каньоны и речные долины, обнаруженные Буркар, Глашко, Клозоном и другими геологами, и несравненно более протяженные переуглубленные участки долины Роны и Нила, также возникшие в мессинском веке, могли сформироваться только в случае заметного относительного понижения базисов эрозии — понижения, имевшего в пределах современной акватории Средиземного моря региональный характер. Снижение базисов эрозии могло быть обусловлено различными причинами: опусканием ложа котловин или поднятием их обрамления, колебаниями уровня вод в пределах депрессии Средиземного моря, происходившими при относительно стабильном положении дна котловин и их склонов. Каждая из этих причин в отдельности должна была обеспечивать один и тот же конечный результат — возникновение по периферии котловин переуглубленных долин.

Как отмечалось, при глубоководном бурении в акватории Средиземного моря было установлено что формирование осадков мессинского яруса частично происходило в обстановке открытого моря, частично — в условиях замкнутых пересыхающих осолоненных озер и лагун. Отсюда следует, что в течение всего времени накопления пород мессинской серии уровень вод, наполнявших котловины позднемессинского средиземноморья, испытывал постоянные колебания; снижался в отшурованных бассейнах вплоть до полного выпаривания, поднимался в эпохи трансгрессий и снова падал до минимального в замкнутых водоемах.

В такой обстановке нет необходимости искать причины формирования переуглубленных долин в недоказуемых крупных опусканиях ложа котловин (или столь же значительных поднятиях их бортов). Уже при наличии отдельных изолированных бассейнов с глубинами порядка первых сотен метров их выпаривание должно было порождать возникновение переуглубленных участков долин.

Исходя из того, что глубина позднетортонского моря достигала 1200—1600 м, и допуская компенсационное изостатическое поднятие его ложа, возникшее вследствие выпаривания воды после отделения в начале мессинского века этого бассейна от океана, можно предположить, что к началу накопления эвапоритов дно наиболее прогнутых соленосных впадин располагалось всего на 400—600 м ниже уровня океана.

В случае постепенного расширения и некоторого углубления соленосных бассейнов от одного их осушения к другому интенсивный врез впадавших в них рек должен был продвигаться все дальше вверх по долинам, одновременно прорезая все более глубокие каньоны в их низовьях. К концу мессинского века глубина ложа отдельных котловин, располагавшихся в пределах современной акватории Средиземного моря, достигала 1000—

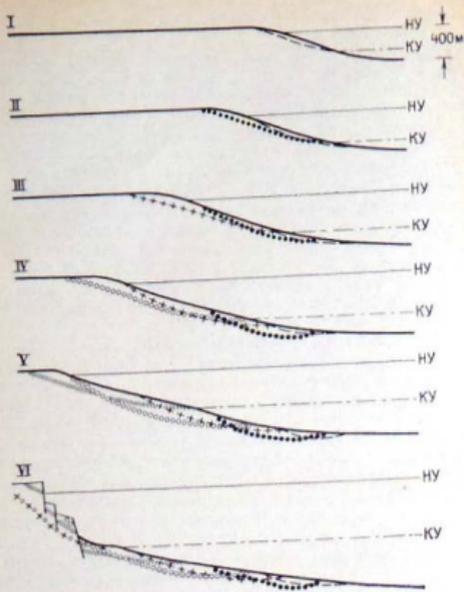


Рис. 8. Принципиальная схема формирования переуглубленных долин мессинского средиземноморья.

ну — уровень воды в пределах мессинских бассейнов в эпохи трансгрессии; ку — уровень воды в тех же бассейнах на заключительной стадии ее выпаривания; I—VI — стадии развития процесса переуглубления.

1200 м. В отличие от исходной величины (400—600 м), принятой условно, предельная глубина позднемессинских котловин устанавливается по максимальному размаху переуглубления, нигде не превышающему 1000 м.

Принципиальная схема последовательного развития переуглубленных долин показана на рис. 8.

Таким образом, факты используемые для доказательства большой глубины средиземноморской мессинской впадины, либо истолкованы слишком однообразие и могут быть с успехом интерпретированы вне этих представлений, либо вообще не имеют к ним никакого отношения.

5. К оценке глубины мессинской впадины можно подойти также, рассчитав массу пород мессинского яруса (исходя из

различных определений его мощности), чтобы определить отсюда массу солей, изъятых из Мирового океана, и его доверхиоценовую соленость. Установив массу солей, получаемых при однократном полном выпаривании вод Средиземного моря, можно подсчитать, число циклов полного выпаривания, необходимых для получения заданного объема хемогенных осадков.

Результаты таких подсчетов сведены в табл. 17. При ее составлении площадь мессинского бассейна была принята равной площади современной акватории Средиземного моря, а средняя мощность осадков мессинского яруса взята в произвольном диапазоне от 1 до 5 км.

Из данных таблицы следует, что относительно приемлемые результаты получаются при средней мощности мессиния по всей акватории Средиземного моря, соответствующей 1 км. Исходя из этой мощности мессинского яруса получаем соленость предмессинского океана, равную 40‰. Уменьшение солености океана на 4‰ при формировании мессинских эвапоритов вполне допустимо. Такое опрессение вряд ли должно было вызвать заметное изменение океанических биоценозов.

Иное получается для средних мощностей мессиния от 2 до 5 км. Накопление столь мощных толщ эвапоритов в пределах всей современной акватории Средиземного моря должно было бы сопровождаться изъятием из Мирового океана значительной части его солей и означало бы, что соленость доместинского океана достигала 48—62‰. Эти величины вряд ли можно признать приемлемыми. Резкое опрессение Мирового океана в конце позднемессинского времени неизбежно вызвало бы крупные сдвиги в фаунистических и флористических сообществах, населявших океаны, чего, как известно, для позднего миоцена не отмечается.

Таким образом, данные табл. 17 показывают, что из всех просчитанных вариантов единственно допустимым оказывается первый, исходящий из средней мощности мессинских эвапоритов, не превышающей 1 км. Эта величина близка к приводимой Я. П. Маловичкиным [8], но заметно уступает оценкам мощности мессиния, приводимым в работах Л. Монтадэ, Морелли, Финетти и др. [38, Montadert et al., 1978; 39, Morelli, 1975; 15, Finetti, Morelli, 1973].

На первый взгляд создается впечатление, что данные табл. 17 противоречат определению мощности пород мессинского яруса, полученных с помощью геофизических методов. Однако не стоит ставить под сомнение ни величины, приведенные в таблице, ни результаты геофизических исследований. Создавшееся противоречие объясняется, если вспомнить, что мессиний не моно-, а полифазальная свита, в сложении которой наряду с эвапоритами участвуют осадки открытого моря. Отсюда следует, что нельзя ставить знак равенства между полными мощностями мессинского яруса и эвапоритов, содержащихся в его разрезе. Мощность яруса может достигать, например, 3,5 км,

Соленость допалеогенового океана, число полных циклов выпаривания мессинского бассейна и общий объем океанической воды

Исходная модель распределения мощностей мессинского яруса	Плотность, затвердевшая порода, 10 <sup>18</sup> км <sup>3</sup>		Суммарный объем осадков мессинского яруса, км <sup>3</sup>		Суммарный объем осадков мессинского яруса, 10 <sup>18</sup> км <sup>3</sup>		Суммарная масса осадков мессинского яруса, 10 <sup>18</sup> т		Соли, извлечены из Мирового океана		Соленость Мирового океана в конце яруса, ‰		Масса солей, получаемая при выпаривании Мирового океана в предмессинский этап яруса, %		Масса солей, получаемая при выпаривании мессинского бассейна, 10 <sup>18</sup> т		Число циклов выпаривания для получения данного количества солей, умноженное на 10 <sup>18</sup> лет		Общий объем океанической воды, прошедшей через мессинский бассейн, в суммарном объеме Мирового океана, 10 <sup>18</sup> км <sup>3</sup>		Отношение объема воды, прошедшей через мессинский бассейн, к суммарному объему Мирового океана, %	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Мощность мессинского бассейна по всей акватории	2,5	2,5	2	2,5	6,2	10,0	12,4	40	160	35	40	12	140	10	10	17	140	10	10	17	140	10
	2,5	2,5	2	5,0	10,0	20,0	18,0	48	150	66	36	18	260	18	10	23	310	22	10	23	310	22
	2,5	2,5	3	7,5	18,0	32,0	24,0	58	220	74	40	20	310	22	10	23	310	22	10	23	310	22
	2,5	2,5	5	12,5	31,0	56,0	35,5	62	250	124	50	26	500	36	10	23	310	22	10	23	310	22
Акватория разделена на равные части глубоководную и асиптобазальную. Мощность мессиника в первой меньше, чем во второй	1,25	1,25	2	8,7	21,7	38,7	26,0	55,5	220	100	100	400	28	10	10	23	310	22	10	23	310	22
	1,25	1,25	3	10,0	25,0	44,5	31,0	58	220	109	109	440	31	10	10	23	310	22	10	23	310	22
	1,25	1,25	5																			
	1,25	1,25	6																			
2/3 площади относятся к глубоководной зоне (индигитал), 3/5 — к мелководной (индигитал). Мощность мессиника в первой больше, чем во второй	1,0	1,0	3	4,5	11,2	20,0	15,5	48	160	59	59	240	17	10	10	23	310	22	10	23	310	22
	1,5	1,5	5	6,5	16,2	29,0	25,0	51	200	81	81	320	23	10	10	23	310	22	10	23	310	22
	1,5	1,5	1																			
	1,5	1,5	2	8,0	20,0	36,0	26,0	50	200	75	75	300	21	10	10	23	310	22	10	23	310	22
	1,5	1,5	3	9,5	23,7	42,0	30,0	57	230	100	100	400	28	10	10	23	310	22	10	23	310	22

1 Общая масса солей, содержащихся в современном океане, принята равной 56,2·10<sup>18</sup> т (Подсараарт, 1957).

но доля эвапоритов в них может быть заметно меньшей. Следовательно, данные, приведенные в табл. 17, достаточно жестко ограничивают только максимальные средние мощности гомогенных составляющих разреза мессинского яруса.

Из данных табл. 17 также следует, что средняя мощность эвапоритов, равная 1 км и допустимая по массе солей, изъятых из Мирового океана, требует для своего образования выпаривания 140 млн. км<sup>3</sup> океанической воды, что достигается 35-кратным повторением циклов выпаривания полного объема современного Средиземного моря. Между тем в известных разрезах мессинского яруса устанавливается не более семи циклов выпаривания [32, Нэй, et al., 1978].

Столь значительное расхождение можно истолковать двояко. Оно может указывать на то, что средняя мощность мессиника в акватории Средиземного моря значительно меньше 1 км и не превышает 140—170 м, или косвенно свидетельствовать о развитии процессов выпаривания не в акватории с глубинами близкими к современному, а в неглубоких замкнутых бассейнах, периодически (или постоянно, как в современном Кара-Богаз-Голе) соединявшихся (или соединенных) с океаном.

Несомненно, что средняя скорость выпадения солей в таких замкнутых или полужамкнутых водоемах должна быть значительно выше скорости накопления эвапоритов в глубоководном бассейне, поскольку в последнем насыщенные растворы могли возникать только эпизодически, а их появлению в каждом цикле выпаривания предшествовали длительные эпохи нормально-морской седиментации. Учитывая, что средняя мощность позднемессинских накоплений порядка 140—170 м кажется чрезмерно заниженной, второе объяснение считаем более вероятным.

Таким образом, величины, приведенные в табл. 17, указывают на отсутствие в границах мессинского средиземноморья глубоководных котловин. Как уже отмечалось (см. п. 4), днища мессинских бассейнов вряд ли были опущены более чем на 400—600 м относительно уровня океана.

Возникает вопрос, осуществимо ли в сравнительно краткие сроки выпаривание громадных объемов воды, необходимой для получения существующих масс гомогенных пород мессиника? Подсчеты, приведенные в табл. 18, дают на него положительный ответ.

Эти подсчеты основаны на продолжительности мессинского века в 1 млн. лет, площади и средней глубины мессинского бассейна, равных соответствующим современным параметрам Средиземного моря. В таблице суммированы объемы воды, поступившей за 1 млн. лет в мессинское море непосредственно из Мирового океана, принесенной реками и выпавшей в виде осадков. Величины речного стока и суммарный объем осадков рассчитаны для различных климатических условий — близких к нынешним или более аридным. Исходя из этого определили



ского яруса не содержит грубообломочного материала, а представлены илами (в том числе сапропеллевыми), алевитрами и хорошо сортированными песками.

Регрессивные серии в составе мессиния представлены эвапоритами с прослоями сравнительно медкообломочного и хорошо сортированного терригенного материала, накопившегося на относительно пологих склонах осушавшихся соленосных бассейнов.

Фациальная принадлежность осадков мессинского яруса, развитых у подножия континентальных склонов, безусловно, свидетельствует о том, что крутые уступы последних возникли после накопления эвапоритов.

Послеэвапоритовый возраст континентальных эскарпов в районе Балеарских островов отчетливо виден на сейсмических профилях Дж. Стенли [49, Stanley, 1977]. На профилях А—Ж (рис. 9) мощность отложений мессинского яруса практически постоянна и в пределах склонов, и на расположенных у их подножий абиссальных равнинах. Структура мессиния повторяет глыбовую структуру, вырисовывающуюся по поверхности акустического фундамента. В отличие от этого мощность, плоскост-

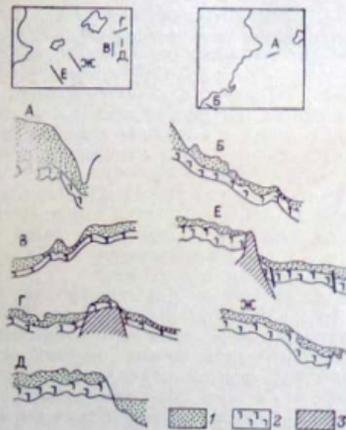


Рис. 9. Характер залегания мессинских и плиоцен-четвертичных отложений в краевых зонах Балеарского моря, по Дж. Стенли [49, Stanley, 1977].

1 — плоскост-четвертичные осадки; 2 — отложения мессинского яруса; 3 — сейсмический фундамент. А — Ж — сейсмические профили, положение их показано на врезках

четвертичных отложений, развитых в тех же районах, что и мессиний, отчетливо приспособляется к строению склонов. Она уменьшается на относительно крутых участках, увеличивается на пологих и резко возрастает в склоновых ловушках и у подножий уступов.

Аналогичная картина установлена в восточной части Средиземного моря. По данным сейсмических исследований в Гелленском желобе (Jongsma 4a, 1977, p. 797—805), мощность мессинских отложений на его склонах не контролируется ни их крутизной, ни блоковой структурой (рис. 10). Выдержанные мощности мессиния свидетельствуют, что современная морфоструктура Гелленского желоба возникла в после-мессинское время.

Предположение о существовании в мессинском веке 3—4-километровых впадин, то заполнявшихся океаническими водами, то осушавшихся в результате выпаривания, подразумевает наличие неизвестного механизма, обеспечивавшего либо опускание порогов, отделявших эти впадины от океана, либо поднятия уровня последнего, причем именно в момент полного осушения впадины.

Этот механизм ищут (и при желании находят) в колебаниях уровня океана в результате оледенения Антарктиды, но он кажется крайне сомнительным, поскольку в нем должны объединяться в четко работающую систему оледенение Южного Приполярья и испарение крупных объемов воды в средних широтах Северного полушария.

Малейшие неувязки в этой системе, несогласованность эпох ледниковых минимумов в Антарктиде и времени полного выпаривания в мессинском бассейне вызывали бы поступление океанических вод в этот бассейн в то время, когда в нем еще сохранялись какие-то объемы воды, пришедшие с предшествующей трансгрессией. Такие «не вовремя подошедшие» трансгрессии должны были по меньшей мере тормозить формирование эвапоритов.

Попытка связать оледенение Антарктиды с накоплением эвапоритов в глубоком периодически наполнявшемся океанической водой и осушавшемся прогибе в пределах нынешнего Средиземного моря влечет за собой необходимость признания резких

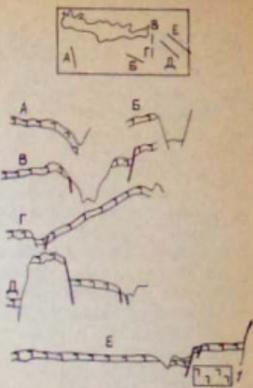


Рис. 10. Характер залегания отложений мессинского яруса на склонах Гелленского желоба, по Д. Джонгсма [24a, Jongsma, 1977].

1 — отложения мессинского яруса. А — Е — сейсмические профили, положение их показано на врезке

отличий позднemiоценовой глобальной атмосферной циркуляции от современной. Только при этом допущении можно объяснить поступление влаги из Афро-Евразийского средиземноморья в Антарктиду через экваториальную зону низкого давления и южную пассатную зону, что возможно только в случае отсутствия, в позднем миоцене таких барометрических поясов.

Между тем нет оснований считать, что позднemiоценовая атмосферная циркуляция должна была принципиально отличаться от современной. Это заключение остается в силе даже при использовании мобилистской реконструкции, поскольку и на ней расположение материков в позднем миоцене практически не отличается от сегодняшнего.

Таким образом, мы не находим объяснения возможности поступления насыщенного влагой воздуха Северного полушария в Антарктиду, а без прямой связи между этими областями невозможно обеспечить, синхронно осциллирующий антарктический ледника с наполнениями и осушениями мессинского бассейна.

Разобранный случай показывает, что правдоподобная, на первый взгляд, модель требует для обоснования нагромождения недоказуемых и сомнительных по существу предположений.

7. Представления о глубоководных мессинских котловинах в какой-то степени исходят из подразумеваемого присутствия в акватории Средиземного моря реликтов океанической литосферы.

Эпиконтинентальная природа Средиземного моря признается в настоящее время большинством исследователей. Однако, не принимая во внимание это большинство, следует признать, что проблема происхождения Средиземного моря не решена и, в частности, не выяснено, существовала ли в фанерозое в пределах нынешнего Афро-Евразийского средиземноморья океаническая кора. Более того, до сих пор не установлено, присутствует ли такая кора в современной акватории Средиземного моря.

Глубоководное и поисковое бурение, драгирование и геофизические исследования показали, что в пределах Средиземного моря достаточно широко развиты палеозойские и, возможно, докембрийские образования.

Палеозой вскрыт в скв. 121, 133 и 134, в Валенсийском и Лионском заливах, обнаружен при драгировании в Лигурийском [38, Bellaiche et al., 1974] и Тирренском [40, Heezen et al., 1971] морях, разбурен в прибрежных акваториях Туниса, Ливии и Египта. На геофизических разрезах палеозой, по-видимому, отвечают горизонты, характеризующиеся скоростями продольных волн от 4,5 до 5,1 км/с.

По данным Д. Лорта и др. [21, Lort et al., 1974; 49, Lort, 1977], в Левантиской котловине установлена земная кора мощностью 30 км. В ней над разделом М выделены горизонты со скоростями продольных волн (км/с) 6,4 (мощность 12,9 км), 5,1 (5,9—7,5 км), 4,1 (5,9—8,4 км). Разрез завершается осадоч-

ной серией, мощностью 2,1—3,5 км. В более глубоководной части Левантиской котловины, по материалам Морелли [39, Morelli, 1975], мощность коры уменьшается до 23 км. Выше раздела М в этом разрезе лежит горизонт с сейсмическими скоростями 5,5—6,5 км/с мощностью 13 км. Над ним расположены слои с пластовой скоростью 5,4 км/с (6,1 км) и 3,5—4,6 км/с (4,5 км).

На северо-востоке впадины Геродота полная мощность коры неизвестна, однако выяснено, что она должна быть больше 20 км. В наиболее полном разрезе установлены горизонты с пластовыми скоростями (км/с) 6,5 (мощность 3,5 км), 5,4 (0—1,9 км), 4,5 (6,4—9,0 км), 3,8 (до 5,4 км). Мощность осадков, сейсмические скорости в которых равны 2,1—2,6 км/с, достигает 5,8 км [21, Lort et al., 1974].

В глубоководной котловине Ионического моря на стыке абиссальной равнины со Средиземноморским хребтом, по материалам К. Хицца [49, Lort, 1977], земная кора обнаруживает еще большее сходство с корой континентального типа. Под осадками на глубине около 4 км здесь залегает горизонт с пластовой скоростью 4,8 км/с (мощность 2,5 км). Ниже расположен слой со скоростью распространения преломленных волн 6 км/с (2—3 км), а в основании коры установлен горизонт с сейсмической скоростью 7 км/с. Его мощность равна 5,0—7,5 км. Суммарная мощность коры в этом разрезе составляет 17 км.

Наконец, в глубоководной зоне на севере Алжиро-Прованского бассейна, по мнению Д. Фолквиста и Д. Херси [49, Lort, 1977], земная кора имеет мощность 12—14 км. В ее основании лежит горизонт с пластовой скоростью 6,5—6,8 км/с, частично или полностью замещающийся по латерали слоем, характеризующимся сейсмическими скоростями 5,7—6,0 км/с. Общая мощность этих горизонтов изменяется от 14 км в периферической зоне котловины до 12 км в ее центре. Они перекрыты слоем со скоростью распространения продольных волн 4,1—4,9 км/с (мощность 3—4 км), над которым залегают слои с сейсмическими скоростями (км/с) 3,4, 2,9 и 2,0 общей мощностью от 1,5 до 3,5 км.

Слои со скоростями прохождения продольных волн 5,5—6,5 км/с отождествляются с кристаллическим докембрийским фундаментом (или гранитоидным слоем); горизонты, характеризующиеся сейсмическими скоростями 5,0—5,8 км/с, по Финетти и Морелли [15, Finetti, Morelli, 1973], — с платформенными отложениями палеозойского и мезозойского возраста.

Д. Лорт [49, Lort, 1977] отмечает широкое распространение гранитного слоя в акватории Средиземного моря, в том числе и под дном глубоководных котловин. По Я. П. Маловицкому [8], мощность палеозойских пород увеличивается с юга на север, от Африканской платформы к современным глубоководным зонам Средиземного моря.

Таким образом, по геофизическим данным, под дном трех

наиболее крупных и глубоких котловин Средиземного моря развитая земная кора, резко отличающаяся от океанической по мощностям и скоростными разрезами. Эта кора строением гораздо ближе к коре континентального типа.

Учитывая сказанное, можно присоединиться к мнению Я. П. Маловидного, отметившего, что «... казалось бы странным, если бы из всей суммы данных не сделать простой вывод, что геологических доказательств океанической коры не встречено, а напротив, все факты указывают на обычный «континентальный» фундамент даже при больших глубинах (Средиземного, *Е. Р.*) моря. Если ... добавить приведенные во многих работах случаи нахождения в мезозойско-кайнозойских отложениях обломочного материала, образовавшегося за счет размыва древних метаморфических и магматических пород с площадей, ныне занятых морем, картина становится еще более однозначной» [8, с. 44].

Следует подчеркнуть, что геологические и геофизические данные, которыми мы располагаем, указывают не на былое существование в акватории Средиземного моря океанической коры, позднее в какой-то мере преобразованной в кору континентальную или переходную, а на обратное: в пределах Средиземного моря до недавнего времени была повсеместно развита континентальная кора. К настоящему времени она испытала известную трансформацию, сохранив, однако, отчетливые признаки прежнего состояния. По реликтовой коре, установленной в акватории Средиземного моря, можно определить, что переработка континентальной коры началась здесь совсем недавно. Не исключено, что возникновение этого процесса следует связывать с крупными некомпенсированными обрушениями, захватившими рассматриваемую акваторию в послемессинское время.

8. Изложенный материал позволяет наметить, основные этапы развития акватории Средиземного моря в фанерозе.

В палеозое в краевой зоне Африканской платформы, располагавшейся в восточной части современного моря, происходили спокойные прогибания, по-видимому полностью компенсировавшиеся осадками. Западная часть Средиземного моря входила в состав геосинклинали, периферические участки которой обнаруживаются сейчас в Северной Африке, на Иберийском полуострове, в Сардинии и в северной части Сицилии. Герцинская складчатость завершила геосинклинальное развитие части этой площади, расположенной в акватории Балеарского и Тирренского морей. На их месте к концу герцинского этапа скорее всего возникли средние массивы.

В мезозое на западе Средиземного моря накопление осадков локализовалось в разбегенных межгорных впадинах и небольших грабенах. На востоке (без Эгейского моря, входившего в альпийскую геосинклинали) сохранялась стабильная обстановка и продолжалось формирование осадков, мощность кото-

рых в отдельных котловинах достигла 5—6 км. Ясная приуроченность максимальных мощностей мезозойских накоплений к границам современных глубоководных котловин показывает, что нынешняя структура ложа Средиземного моря наследует структуру, уже существовавшую в мезозойской эре.

Аналогичная тектоническая обстановка сохранялась в восточной части Средиземного моря и в палеогене. В это время нисходящие движения захватили также ряд районов Западного средиземноморья. Мощные терригенно-карбонатные отложения одиоцевого возраста вскрыты в Валенсиjsком заливе, на севере Тирренского моря, в заливе Сидра, в пределах Афро-Сицилийского порога и подводной дельты Нила.

В миоцене море трансгрессировало в современную Алжиро-Прованскую впадину. Как уже отмечалось, глубина ранне-среднемиоценового бассейна в начале миоцена не превышала 800—1000 м и увеличилась в конце тортона до 1200—1600 м.

В конце тортона Средиземное море было изолировано от Мирового океана. Выпаривание тортоносного бассейна скорее всего сопровождалось компенсационными изостатическими поднятиями, в результате которых глубина ложа отдельных котловин относительно уровня океана уменьшилась до 400—600 м, а в пределах относительных поднятий, разделявших котловины, — до 100—200 м.

В такой обстановке незначительные опускания порога, отделявшего раннемессинскую средиземноморскую депрессию от океана приводили к проникновению в нее океанических вод. Не исключено, что временами приток океанической воды был постоянным, компенсировавшим столь же постоянное снижение уровня в интенсивно выпаривавшихся осолоненных бассейнах.

Слабые поднятия того же порога обуславливали отделение мессинского моря от океана, приводившее в конечном счете к распадению единого мелководного бассейна на изолированные осолоненные озера. На рис. 7 показаны, по данным Я. П. Маловидного [8], Г. Гвиртмана и Б. Бухбиндера [32, Gvirtsman, Buchbinder, 1978] и других исследователей, наиболее крупные из них: на западе — Южно-Балеарское, Алжиро-Прованское и Тирренское, на востоке — Ионическое, Геродота, Аиталья, Искандерон, Силифское и Левантинское.

Уже на этой стадии при относительных превышениях рельефа в депрессии Средиземного моря порядка первых сотен метров по периферии озер в крупных и мелких долинах возник интенсивный врез и началось их перуглубление.

Можно допустить, что в течение мессинского века происходило постепенное расширение и углубление занятых озерами котловин, сопровождавшееся продвиганием вреза и перуглубления вверх по долинам. Опускание ложа котловин в той или иной мере компенсировалось накоплением осадков, так что глубина котловин к концу мессинского века вряд ли превышала 1000—1200 м.

Крупные опускания с образованием крутых эскарпов по окраинам соленосных бассейнов, возможно, приспособивались к древним разрывным нарушениям. Эти движения начались раньше конца миоцена — начала плиоцена, о чем свидетельствует различное отношение мессинских и послемессинских отложений к тектонической структуре континентальных склонов.

Послемессинское обрушение сопровождалось крупной трансгрессией. Возникновение глубоководной обстановки положило конец накоплению эвапоритов.

Следует отметить, что даже эти крупноамплитудные некомпенсированные нисходящие движения не сопровождалась перестройкой структуры ложа Средиземного моря. В целом она и сейчас наследует тектонический план, возникший в мезозое, а в некоторых акваториях Средиземного моря, возможно, и в палеозое.

9. Амплитуда послемiocеновых опусканий ложа Средиземного моря может быть определена с учетом мощности плиоцен-четвертичных отложений в пределах 2,5—3,5 км, хотя нельзя исключить, что в отдельных случаях она могла достигать 4,0—4,5 км.

В целом размах послемессинских движений достаточно велик, причем есть основания считать, что они развивались не постепенно, а в течение сравнительно короткого отрезка времени. Другой особенностью этих опусканий является их некомпенсированность.

По этим признакам послемiocеновое обрушение в пределах Afro-Евразийского средиземноморья сходно с позднемезозойскими и кайнозойскими движениями, развивавшимися в Атлантическом океане. В то же время опускания, захватившие Средиземное и Красное моря, отличаются от некомпенсированных обрушений ряда районов Атлантического океана тем, что они не сопровождалась коренной переработкой континентальной коры. Если искать аналогии, то послемiocеновое опускание ложа этих морей по своим конечным результатам в большей степени сходно с синхронными им движениями Северной Атлантики. Однако в отличие от Средиземного моря, где послемiocеновые движения и магматизм приспособивались к древнему мезозойскому (возможно, даже палеозойскому) структурному плану, в ряде акваторий Северной Атлантики докайнозойская, скорее всего каледонская, структура испытала коренное преобразование.

10. Распределение палеозойских и мезозойских отложений в акватории Средиземного моря и наличие под его глубоководными котловинами коры переходного или континентального типа накладывают жесткие ограничения на палеотектонические реконструкции Afro-Евразийского средиземноморья.

В настоящее время сторонники мобилистских гипотез уверенно восстанавливают тектоническое строение этой зоны, на-

чина с триасового периода. Число таких реконструкций на сегодняшний день чрезвычайно велико, но при этом изобилии всем им присущи общие черты — игнорирование геологических данных и произвольная трактовка последовательности древних тектонических событий, подчас неустороженных, возникающая, несмотря на общность исходной концепции.

Примером могут служить недавно опубликованные реконструкции К. Хсю [49, Hsü, 1977], Х. Лаубшера и Д. Бернулли [49, Laubscher, Bernoulli, 1977], на которых показаны последовательные стадии развития чрезвычайно сложной структуры, якобы существовавшей в пределах современного Средиземного моря и прилегающих к нему континентов, начиная с позднетриасовой эпохи.

Так, на схемах К. Хсю, Средиземноморский регион разделен на Пиренейскую, Бетско-Рифскую, Северо-Африканскую, Корско-Сардинскую, Италийско-Динаридскую, Болгарскую и Анатолийскую литосферные плиты. Эти сравнительно крупные плиты, в свою очередь, распадаются на литосферные блоки меньшего размера. Например, Анатолийская плита разделяется на четыре блока.

Судя по реконструкциям К. Хсю, Х. Лаубшера и Д. Бернулли, эти гипотетические плиты в течение длительного времени от позднего триаса до начала неогена включительно испытывали чрезвычайно сложные относительные перемещения, явно независимые от современной структуры, не подчинявшиеся ей.

Несмотря на автономность перемещения отдельных плит и блоков, в конечном счете все эти литосферные сегменты оказались благополучно сдвинутыми таким образом, что их разновозрастные и одnoreжимные зоны были очень точно приращены друг к другу.

Эта великолепная структурная согласованность, возникающая в результате длительных неупорядоченных движений изолированных плит и блоков, совершенно необъяснима. Было бы понятнее, если бы она нарушалась, если бы повсеместно, то хотя бы в отдельных случаях. Между тем таких нарушений не возникает и не может возникнуть, поскольку их нет в современном структурно-тектоническом плане Afro-Евразийского средиземноморья. Поэтому любые, даже самые сложные, перемещения литосферных плит должны заканчиваться появлением нынешней структуры. В этом обнаруживается наиболее уязвимая сторона мобилистских реконструкций. Отсутствие структурной несогласованности, неизбежной для моделей, защищаемых мобилистами, — наилучшее свидетельство их искусственности.

Также бездоказательна реконструкция движений, обусловивших и сопровождавших возникновение рифта Красного моря, выполненная Р. Гирдлером и П. Уайтмаршем [32, Girdler, Whitmarsh, 1974]. Она основана на предположении о раздви-

гании Африки и Аравийского полуострова, утонения и обрушения коры в зоне раздвигания.

В лучшем случае эта схема иллюстрирует один из возможных механизмов формирования рифта, поскольку фактический материал допускает вероятность образования рифта в результате обрушения приосевой зоны сводового поднятия, возникающего при минимальном растяжении земной коры, неспособном обеспечить раздвигание литосферы на многие десятки километров. Следует отметить, что именно такой механизм рифтогенеза был реализован при формировании протяженной системы африканских рифтов, системы, в которую входит в качестве одного из ее звеньев рифт Красного моря.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ В СРЕДИЗЕМНЫХ МОРЯХ

Бурение в акватории средиземных морей позволяет наметить некоторые важнейшие признаки, сближающие и разделяющие тектоническое развитие средиземных зон, расположенных по западной и восточной периферии Атлантического океана.

1. Нисходящие движения в пределах современных глубоководных котловин центральноамериканских бассейнов обнаруживают отчетливую связь с движениями геосинклиналей, обрамляющих эти котловины. Крупные опускания последних начались в эпохи поднятий и складчатости в пределах смежных геосинклиналей.

В целом такая же связь крупных прогибаний ложа глубоководных котловин со складчатыми и орогеническими движениями в обрамляющих геосинклиналях устанавливается и для Средиземного моря. В его западной части заметное опускание котловины возникает вслед за складчатостью и поднятиями в Кельтиберийской и Пенинской геосинклиналях. Такие движения приходились в этих геосинклиналях на олигоцен и предплиоценовое время, и каждый раз они сопровождалось крупными опусканиями, охватывавшими акватории современных глубоководных котловин.

2. В то же время два признака как будто отличают тектоническое развитие средиземных зон Америки и Afro-Евразии в кайнозое.

На западе Атлантики крупные опускания, по-видимому, контролировались геосинклинальными структурами, приспособившись к ним в большей степени, чем на востоке. В Восточно-Атлантическом средиземноморье контролирующая роль геосинклинальных структур по отношению к движениям внутри акватории проявилась в ослабленной форме. Структуры, формировавшиеся при крупных погружениях, не только приспособивались к древнему тектоническому плану (примером чего может служить котловина Тирренского моря), но и накладыва-

лись на него (в Пенинской зоне и, возможно, в северной части Балейской котловины).

Второе, менее существенное, отличие относится ко времени начала крупных погружений. В Центральной Америке они датируются поздним мелом и палеогеном, в Средиземном море — концом миоцена. По-видимому, это различие обусловлено более длительным развитием альпид Старого Света по сравнению с ларамдами Нового.

В отличие от Атлантического океана, в акватории которого пробурено 135 скважин, размещающихся довольно равномерно на большей части его площади, число скважин в акватории Индийского океана к концу 1978 г. равнялось 56. Подавляющая часть их расположена в северной половине океана, тогда как южная почти не затронута глубоководным бурением. Такая локализация скважин обеспечивает (при гораздо меньшем числе точек в Индийском океане) близкую представительность данных бурения в Атлантике и северной части Индийского океана, допускающую прямое их сопоставление (см. гл. 1).

Бурение в Индийском океане проводилось во время 22—29-го рейсов «Гломар Челленджера».

#### СРЕДИННО-ИНДООКЕАНСКИЙ ХРЕБТ

В пределах этой рифтовой структуры бурение производилось во время 24-го и 26-го рейсов. Краткая характеристика точек глубоководного бурения приведена в табл. 19, их положение показано на рис. 11.

Таблица 19

#### Точки глубоководного бурения в пределах Срединно-Индоевского хребта

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		диа	забоя	
Западно-Индийский хребт				
251	36°30' ю. ш., 49°29' в. д.	3489	499	Ранний миоцен
Центрально-Индийский хребт				
238	11°09' с. ш., 70°32' в. д.	2832	586,5	Ранний олигоцен
Рифт Аденского залива				
231	1°53' с. ш., 48°15' в. д.	2152	584	Средний миоцен или древнее?
232	14 29 с. ш., 51 55 в. д.	1743	434	Поздний миоцен
233	14 20 э э, 52 08 э э	1839	271	Поздний палеоцен

На северо-западном фланге *Западно-Индийского хребта* в точке 251 был вскрыт непрерывный разрез в стратиграфическом интервале от нижнего миоцена до голоцена. Верхние 40 м, сложенные фораминиферовыми и нановыми илами, отнесены к голоцену и плейстоцену. Ниже лежит 90-метровая пачка плио-



Рис. 11. Точки глубоководного бурения в северной части Индийского океана и Красном море

ценовых напайлов. Мощность миоценовых отложений достигает 360 м. Они представлены нановыми илами и мелом. Илы залегают верхний миоцен, низы которого вместе с средним и нижним миоценом образованы мелом. Эта серия залегает на пузырчатых базальтовых лавах [32, Davies et al., 1974]. Абсолютный возраст базальтов по K/Ar равен  $39 \pm 2$  млн. лет, что соответствует концу эоцена — началу олигоцена [32, Rundle et al., 1974].

По данным Б. Луйендайка и Т. Девиса [32, Luyendyk, Davies, 1974], в раннем миоцене глубина океана в точке 251 была близка к 2500 м, а в начале плиоцена достигла 3000 м. Это дает амплитуду послераннемиоценового опускания около 1500 м.

Присутствие в основании разреза скв. 251 пузырчатых лав указывает на еще меньшие глубины в конце эоцена — начале олигоцена (или в предмиоценовое время, если считать, вслед за Кемпе, что калий-аргоновый метод дал завышенное значение абсолютного возраста) — от 600 до 1000 м. В этом случае размах нисходящих движений срединного хребта в точке 251 за послеоценовое (или послеолигоценное) время будет равен 3000—3400 м [32, Kемпе, 1974].

Скв. 238, заложенная на *Центрально-Индийском хребте*, вскрыла монотонную толщу биогенных илов мощностью 500 м, относящихся к верхнему олигоцену — плейстоцену. На глубине 500 м верхнеолигоценные илы ложатся с перерывом на илы нижнего олигоцена, мощность которых составляет всего 6 м. В призабойной части скважины было пройдено 25 м пузырчатых базальтовых лав [32, Fisher et al., 1974].

Глубина олигоценового океана в точке 238 определяется по редким бентосным фораминиферам на уровне нижней батиаги [32, Vincent et al., 1974]. По острокодам, обнаруженным в олигоценовых осадках, глубина олигоценового бассейна устанавливается меньше, чем современная [32, Benson, 1974]. В то же время присутствие в олигоценовых слоях мелководных коллиптофорид *Braarudosphaera bigelowi* указывает на обстановку неритовой зоны или верхней батиаги [32, Roth, 1974]. Последняя (батиаля) соответствует глубинам, на которых, как считают Уокер и Макдональд, при подводных излияниях образуются пузырчатые лавы (600—1000 м). Таким образом, амплитуду послеолигоценовых погружений срединного хребта в районе точки 238 приблизительно можно определить от 800 до 2300—2600 м.

На продолжении *хр. Карлсберг* в Аденском заливе были пробурены скв. 231—233.

В первой из них верхние 102 м представлены плейстоценовыми наноитами с прослоями кварцевых, фораминиферных и кварц-ракушечковых песков с обломками раковин фораминифер, педиципод, гастропод и панцирей морских ежей. По мнению Р. Фишера и др. [32, Fisher et al., 1974], вся эта фауна снесена с шельфа. Ниже залегают наноиты, прослоенные вулканическими пеплами и доломитовыми алевролитами. Эта 150-метровая свита относится к плиоцену. Вниз по разрезу она сменяется монотонной 310-метровой толщей наноитов с очень редкими прослоями детритусовых песков верхнего и среднего миоцена. Наконец, между 566 и 584 м были вскрыты пузырчатые базальтовые лавы и базальтовые стекла. Глубина, на которой изливались лавы, была близка к 600—1000 м. Отсюда размах последующих опусканий определяется от 1700 до 2100 м.

В скв. 232 плейстоцен образован наноитами мощностью 78 м. Они подстилаются пачкой биогенных илов с редкими тонкими прослоями песков. Эта серия датирована плиоценом; ее мощность равна 195 м. Ниже (273—402 м) залегают наноиты с более частыми и мощными прослоями песков и кварцевых песчаников, отнесенные к позднему миоцену. В основании разреза вскрыты немые кварцевые пески и песчаники с прослоями илов.

Разрез скв. 233 образован монотонными наноитами плейстоценового и позднелигоценового возраста мощностью 234 м. В приобластной части скважины расположена пластовая залежь крупнокристаллического диабазы [32, Fisher et al., 1974]. По заключению Л. В. Дмитриева [32, Dmitriev, 1974], он по химическому составу очень близок к континентальным оливиновым базальтам. Глубины, существовавшие в районе точки 232 в среднем миоцене и 233 в позднем плиоцене, были близки к современным.

Выводы. Юго-западный и центральный секторы Средне-Индоканского хребта в конце палеогена характеризова-

лись глубинами, значительно уступавшими современным (600—1000 м). Последующие опускания имели амплитуды порядка 2300—3400 м. Размах этих движений сопоставим с установленным ранее для разновозрастных движений Средне-Атлантического хребта.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В этом секторе океана расположено 16 скважин, пройденных во время 24, 25 и 26-го рейсов «Гломар Челленджера» (табл. 20, см. рис. 11).

Таблица 20

Точки глубоководного бурения в северо-западной части Индийского океана

№ точек	Координаты	Глубина, м		Древнейшие отложения
		дна	забой	
Сомалийская котловина				
234	04°29' с. ш., 51°13' в. д.	4721	247	Ранний олигоцен
235	03 14 » » 52 42 » »	5130	684	Ранний миоцен
236	01 41 ю. ш., 57 39 в. д.	4487	327,5	Поздний палеоцен
240	03 29 » » 50 03 » »	5082	195	Эоцен
241	02 22 » » 44 41 » »	4054	1174	Ранний турон
Маскаренский хребет				
237	07°05' ю. ш., 58°07' в. д.	1623	1693,5	Поздний палеоцен
Маскаренская и Мадагаскарская котловины				
239	21°18' ю. ш., 51°41' в. д.	4971	326	Кампэн
245	31 32 » » 52 18 » »	4857	396,5	Ранний эоцен
Коморская котловина				
242	15°51' ю. ш., 41°49' в. д.	2275	676	Поздний эоцен
Мозамбикская котловина				
243	22°54' ю. ш., 41°24' в. д.	3879	32	Плиоцен
244	22 56 » » 41 26 » »	3768	27	То же
248	29 32 » » 37 28 » »	4594	434	Палеоцен или ранний эоцен
250	33 28 » » 39 22 » »	5119	738,5	Коньяк
Мозамбикский хребет				
249	29°57' ю. ш., 36°05' в. д.	2088	412	Неоком
Мадагаскарский хребет				
246	33°37' ю. ш., 45°10' в. д.	1030	203	Ранний эоцен или плиоцен
247	33 38 » » 45 01 » »	944	26	?
Котловина Крозе				
252	37°02' ю. ш., 59°14' в. д.	5032	247	Поздний миоцен

Котловины. Из шести скважин, пробуренных в Сомалийской котловине, одна (241) достигла верхнемеловых, три (234, 236, 240А) палеогеновых и две (235 и 240) — миоценовых отложений.

В скв. 234 под маломощными плейстоцен-верхнемиоценовыми биогенными илами и глинами, на глубине 12 м были вскрыты средне-нижнемиоценовые илы и глины мощностью около 150 м. Они подстилаются нанонами и глинами с прослоями вулканических пеплов. Эта свита датирована олигоценом. Ее мощность не превышает 40 м. Разрез завершается 47-метровой пачкой не охарактеризованных фауной глил [32, Fisher et al., 1974]. Эти осадки, по-видимому, накапливались на глубинах близких к современым.

В расположенной юго-восточнее скв. 235 под нанонами и глинами плейстоцен-плиоценового возраста на глубине 180 м залегают осадки верхнего и среднего миоцена — биогенные илы с прослоями и линзами глил и глины. Установленная мощность этой серии равна 285 м. Между 579 и 585 м вскрыты глины без фауны, а в призабойной части разреза (646—674 м) — пуччатые плагриобазальты [32, Engel et al., 1974].

По мнению Р. Фишера и др. [32, Fisher et al., 1974], мелководные бентосные фораминиферы и обломки раковин двусторчатых, обнаруженные в миоценовых и плиоценовых слоях скважины, снесены с шельфа и не могут указывать на глубину формирования вмещающих слоев. Эти ученые отмечают только, что в районе точки 235 глубины миоценового бассейна были несколько меньшими, чем в 234. Однако пуччатые лавы из основания вскрытого разреза позволяют предположить, что в эпоху излияния базальтов глубина океана в точке 235 была близка к 600—1000 м. Отсюда амплитуда последующего погружения дна определяется в интервале 4700—5000 м, из которых около 600 м были компенсированы осадками.

Скв. 236 пробурена на дне Сомалийской котловины северо-восточнее Сейшельских островов. Верхняя часть осадочной толщи образована здесь биогенными илами с редкими прослоями глил. Эта пачка мощностью 54 м относится к плейстоцену и плиоцену. Ниже залегает 150-метровая серия миоценовых илов и глил. Они подстилаются переслаивающимися нанонами, вулканическими пеплами и мелом олигоценового возраста (177—253 м), под которыми вскрыт мел с прослоями кремней (253—291 м), отнесенный к эоцену. Разрез осадочной толщи завершается мелом верхнего палеоцена. Его мощность равна 14 м. Ниже скважина прошла 22 м базальтов, базальтовых брекчий и стекол.

По Р. Фишеру и др. [32, Fisher et al., 1974], в стратиграфическом интервале от плейстоцена до среднего эоцена включительно осадки содержат только глубоководную фауну. В отложениях раннего эоцена и позднего палеоцена присутствуют бентосные фораминиферы, свидетельствующие о глубине около 2000 м в палеоцене и 2500 м в начале эоцена [32, Vincent et al., 1974]. В то же время Э. Винсент и ее коллеги отмечают, что присутствие среди бентосных фораминифер таких форм, как *Gavelinella danica*, *G. velascoensis*, *Nuttalides truempyi*, сбли-

жает эту фауну с сообществами, обитавшими на глубинах 600—1000 м. Эта оценка косвенно подтверждается присутствием в основании вскрытого разреза пуччатых лав [32, Engel et al., 1974]. Э. Винсент и другие исследователи предполагают, что в палеоцене мелководная зона протягивалась от точки 236 на восток, к современному архипелагу Чагос. На последнем к границе палеоцена и эоцена приурочены перерыв и разрыв; не исключено, что синхронный ему перерыв был и в точке 236.

Суммарный размах послерайноэоценовых опусканий в районе точки 236 точно не установлен. Он может равняться 2300 м (при исходной глубине райноэоценового океана 2500 м), 3800—4200 м (при начальной глубине 600—1000 м) и 4800 м (в случае предэоценового размаха).

На юго-западе Сомалийской котловины, в скв. 240 вскрыты биогенные илы, глины, алевроитовые глины, кварцевые пески и известковые илы плейстоцена, плиоцена и миоцена. Мощность плейстоцен-миоценовых осадков близка к 160 м. Они подстилаются песками и илами с фауной раннего эоцена, установленная мощность которых не превышает первых метров. В интервале 166—192 м керн не отбирался, а между 192 и 195 м скважина вошла в базальты и базальтовые брекчи, содержащие обломки мела с эоценовыми фораминиферами [32, Schlich et al., 1974].

В расположенной рядом дублирующей скв. 240А в нижнемиоценовых песках встречены обломки кораллов и раковины моллюсков, а на глубине около 190 м, как и в основной скважине, установлен перерыв между нижним миоценом и нижним эоценом.

В точке 241, залегающей ближе к африканскому побережью, в верхней части разреза залегают плейстоценовые нанонилы с прослоями детритусовых фораминиферных песков, глины и глинистые илы плиоценового возраста и миоценовые биогенные илы с рассеянным глауконитом, фораминиферные пески с глауконитом, глины и мел с градационной слоистостью. Общая мощность плейстоцен-миоценовых отложений составляет 460 м. Ниже были установлены глины и мел, отнесенные к позднему олигоцену (вскрыта мощность 5 м). Они ложатся со стратиграфическим несогласием [32, Leclair, 1974; 32, Sigal, 1974] на нижнеэоценовые осадки, представленные чередующимися глинами, мелом, песками, алевролитами и аргиллитами (483—548 м). Между 578 и 587 м были вскрыты аргиллиты с градационной слоистостью палеоценового возраста, которые лежат с перерывом на кампан-туронских аргиллитах и кварцевых песчаниках. В первых местах отмечена градационная, во вторых — косая слоистость (626—1174 м).

В турон-кампанских слоях разреза скв. 241 практически отсутствуют планктонные фораминиферы и встречены мелководные атлантизированные бентосные формы. Отсюда, сопоставляя эти осадки с одновозрастными отложениями Кении и Танзании, стратиграфия которых базируется на богатой фауне планктон-

ных фораминифер. Сигал [32, Sigal, 1974] заключает, что верхнемеловые породы из точки 241 накапливались в батинальных условиях, ниже уровня карбонатной компенсации. Медководные безитосные виды, по данным Сигала, являющиеся перетолженными. Они были принесены мутьевыми потоками. Такая интерпретация предполагает, как само собой разумеющееся, глубоководную природу турбидитов, что противоречит установленным фактам.

К этому следует добавить, что в разрезе верхнего мела скв. 241 аргиллиты с градационной слоистостью перемежаются с косослоистыми песчаниками, что скорее всего должно быть истолковано как указание на мелководную обстановку, в которой формировались турбидиты. Это заключение тем более справедливо, что агглютированные безитосные фораминиферы, якобы принесенные мутьевыми потоками, встречены в слоях не только с градационной, но и с косослоистой текстурой. Учитывая это, а также выборочный характер исследования образцов [32, Schlich et al., 1974], следует считать, что и турбидитовые аргиллиты, и косослоистые песчаники позднего мела, вскрытые в точке 241, накапливались в мелководной обстановке.

Строение верхних горизонтов земной коры в пределах Сомалийской котловины косвенно подтверждает этот вывод. На субширотном сейсмическом профиле, обработанном методом преломленных волн и расположенном между побережьем Кения и Сейшельскими островами, видно резкое сокращение мощности кайнозойских отложений от 3 км на краю материка (район Ламу, Кения) до 600—700 м в точках, расположенных вблизи скв. 241 [44, Francis, Davies, Hill, 1966]. Это указывает на то, что с начала кайнозоя границы глубоководной Сомалийской котловины были близки к современным и в ее пределах происходили некомпенсированные опускания океанического ложа.

В отличие от этого мощность юрских (посткарруских) и меловых отложений, охарактеризованных сейсмическими скоростями от 2,5—2,9 до 3,5—5,3 км/с, на том же профиле сохраняется практически неизменной (около 3 км) не только между континентом и точкой 241, но и в пределах всей котловины, вплоть до точки 240. Такая выдержанная мощность позднемезозойских пород на материке и подо дном Сомалийской котловины в сочетании с их мелководным генезисом свидетельствует, что до конца мелового периода между побережьем Восточной Африки и Сейшельскими островами располагалось неглубокое эпиконтинентальное море. Отсюда размах послепоздне-меловых нисходящих движений в юго-западной части современной Сомалийской котловины может быть определен в пределах от 4500 м (скв. 241) до 5000 м (240).

Южнее, в *Коморской котловине*, в скв. 242 вскрыт непрерывный разрез осадков от плейстоцена до позднего эоцена включительно. Верхние 137 м представлены нанитами плейстоцена и плиоцена. Между 147 и 488 м обнаружена пачка биогео-

ных илов с безитосными фораминиферами, сменяющаяся вни-з мелом. Эти слои отнесены к миоцену. Они подстилаются мелом, верхняя часть которого, в интервале 488—649, относится к олигоцену, нижняя (649—676 м) — к позднему эоцену. Низы этой карбонатной свиты, залегающие между 602 и 676 м, содержат многочисленные кокколитофориды, среди которых установлены мелководные формы *Braarudosphaera rosa*, *Ceratolithina vesca*, *Cyclococcolithina kingii*, *Helicopontosphaera reticulata*, *Isthmolithus recurvus*, *Peritrahelina joidesa* и *Reticulofenestra reticulata* [32, Burku et al., 1974; 32, Schlich et al., 1974].

Эта флора указывает на глубины неритовой зоны и верхней батналы, сохранявшиеся в точке 242 примерно до конца раннего олигоцена. Последующее опускание развивалось интенсивно, и не позже чем к концу среднего — началу позднего миоцена земная кора испытала погружение на 2800—2200 м, в результате чего возник бассейн с глубинами близкими к современным. На это указывают донные фораминиферы, встреченные в верхнемиоценовых илах.

Две неглубокие скважины (243 и 244), пробуренные в нижней части подводного каньона Замбези (*Мозамбикский пролив*) были оставлены в плиоценовых слоях. В первой вскрыты кварцевые пески с гравием и редкой галькой глинистых сланцев, содержащих эоценовые фораминиферы, во второй — глины с прослоями песков и галечных гравийников.

Рельеф дна южной половины Мозамбикского пролива обнаруживает тесную связь с рельефом прилегающих территорий Африки и Мадагаскара. Прибрежные равнины этих областей, а строения которых участвуют морские отложения мела, палеогена и миоцена, главным образом переходят в шельф, который постепенно опускается до глубин 1000—1600 м. В пределах материкового склона и подножия, занимающих всю акваторию южной части Мозамбикского пролива, выявлена система каньонов, отчетливо связанных с крупными речными долинами суши. Наиболее крупный из них — каньон Замбези — прослежен на 1100 км. Вблизи африканского побережья он имеет восточно-юго-восточное простирание, соответствующее в целом простиранию долины р. Замбези. Примерно в 500 км от побережья Африки каньон круто поворачивает к югу, принимая слева несколько небольших подводных долин, ориентированных в северо-восточном и субширотном направлениях. Эти «притоки» продолжают речными долинами западной части Мадагаскара. Наконец, южнее каньона Замбези в рельефе дна Мозамбикского пролива установлены подводные продолжения долин рек Сави и Лимпопо.

Такое строение подводного рельефа южной части Мозамбикского пролива возможно указывает, что еще сравнительно недавно в пределах его акватории располагалась суша, соединявшая Африку с Мадагаскаром.

Начало крупных опусканий ложа Мозамбикского пролива

может быть определена в основании описания разреза скв. 248, расположенной южнее, в пределах одноименной глубоководной котловины. Она прошла 130 м биогенных илов и глин плейстоцена и плиоцена и около 175 м переслаивающихся кварцевых песков, алевролитов и глин, в которых были обнаружены мелководные бентосные фораминиферы. Эти слои отнесены к миоцену. Ниже, между 315 и 407 м, с крупным стратиграфическим несогласием залегают перемежающиеся вулканические пеплы, туфопески, карбонатные алевролиты и глины раннего эоцена. Они подстилаются 18-метровой пачкой палеоэоценовых (или позднэоценовых?) глин, содержащих в основании невыдержанные прослои полевошпатовых алевролитов и гипсов. Вскрытый разрез заканчивается порфиритовыми базальтами, абсолютный возраст которых определен по  $K/Ar$   $72.3 \pm 7$  млн. лет [32, Schlich et al., 1974; 32, McKee, 1974]. Абсолютный возраст базальтов указывает на перерыв между их излиянием и накоплением позднэоценовых (раннэоценовых?) осадков, продолжительностью около 20 млн. лет [32, Girdley et al., 1974].

Наличие двух крупных перерывов в осадочной толще, синхронных перерывам, закартированным в однообразных отложениях Мозамбика [29], присутствие в основании разреза прослоев гипсов, а в миоценовых слоях мелководных бентосных фораминифер свидетельствуют, что вплоть до конца позднего миоцена на северо-западе Мозамбикской котловины и, по-видимому, на юге одноименного Пролива существовала суша, в пределы которой в эоцене и миоцене вторгались море. В конце позднего миоцена начались крупные опускания, сформировавшие современную глубоководную котловину. Отсюда амплитуда послемоноценового опускания точек 243 и 244 равна 3600 и 3700 м, а точки 248 — более 5000 м.

В южной части Мозамбикской котловины была пробурена скв. 250 [32, Davies et al., 1974]. Она прошла 83 м детритусовых глин и илов плейстоцена. Между 111 и 197 м были вскрыты плиоценовые осадки, а в интервале 235—643 м миоценовые, представленные переслаивающимися глинистыми илами, глинами с подчиненными прослоями карбонатных песков, доломитов и илов. Они подстилаются 48-метровой пачкой не охарактеризованных фауной глин, которые на глубине 691 м сменяются глинами с фауной и флорой коньякского яруса. В призабойной части скважины вскрыты оливиновые базальты с линзами и прослоями глин. Абсолютный возраст базальтов, определенный по  $K/Ar$ , равен  $89 \pm 6$  млн. лет [32, Rundle et al., 1974].

Навофлора из неогеновых осадков скв. 250 указывает на глубины близкие к уровню карбонатной компенсации. Отсюда посленеогеновые опускания океанического ложа в этом районе должны были иметь размах 2500—3000 м [32, Luyendyk, Davies, 1974].

Кокколитофориды из позднемоловых слоев содержат ряд мелководных форм, в том числе *Kamptnerius magnificus* [32, Burky,

1974; 32, Thierstein, 1974], которые свидетельствуют о накоплении осадков коньякского яруса в неритовых условиях, или в условиях верхней батизали. Следовательно, суммарная амплитуда послеконьякских выходящих движений точки 250 достигает 5000 м.

В Маскаренской котловине пробурена скв. 239. В ней вскрыты глины, глинистые алевролиты и биогенные илы плейстоцена и позднего плиоцена (0—27 м), а с глубины 66 м — переслаивающиеся илы с бентосными фораминиферами и остракодами, глины и детритусовые алевролитовые глины миоцена. Они подстилаются пачкой не охарактеризованных фауной глин (149—215 м), под которыми лежат глины и глинистые алевролиты верхнего олигоцена (215—224 м). Ниже, между 263 и 272 м, были пройдены верхнеэоценовые глины и мел, лежащие с перерывом на глинах палеоэоценового возраста. Последние, в свою очередь, также несогласно залегают на отложениях кампанского яруса — глинистых илах с бентосными фораминиферами (316—319 м). Вскрытый разрез завершается базальтовыми подушками лавами [32, Schlich et al., 1974; 32, Kent, 1974].

Бентосные фораминиферы, обнаруженные в кампанских слоях, характерны для сообществ нижней и средней части материкового склона. Однако отсутствие планктонных форм возможно указывает, что донная фауна является переотложенной. По данным Л. Леклэра [32, Leclaire, 1974], глубина кампанского бассейна в районе точки 239 близка к 2500—2700 м. В то же время П. Кент [34, Kent, 34, Kent, 1974] не исключает, что в кампанском веке шельф Восточного Мадагаскара был значительно шире современного, занимая значительную часть нынешней Маскаренской котловины. В этом случае амплитуда послемелового погружения вблизи точки 239 окажется равной не 2500—2700 м, как это можно предположить исходя из оценки Л. Леклэра, а 5000 м.

Отметим, что заключение П. Кента, основанное на изучении осадков из акваторий Маскаренской и Мадагаскарской котловин, очень близко к выводу В. В. Белоусова [1], который отнес начало проседания Маскаренской котловины к концу позднего мела.

В скв. 245, расположенной на юге Мадагаскарской котловины, вскрыта 16-метровая пачка плиоценовых глин. В интервале 16—61 м керн не отбирала, а между 61 и 285 м обнаружены перемежающиеся биогенные илы, глины, вулканические пеплы и окремеленная мел эоцена. Они подстилаются свитой, образованной мелом, аргиллитами и вулканическими пеплами (285—389 м), и отнесенной к палеоцену. В основании разреза залегают пузырчатые лавы варволитовых базальтов. По-видимому, они прорваны дайками диабазов, абсолютный возраст которых, по  $K/Ar$ , равен  $27.3 \pm 3$  млн. лет [32, Schlich et al., 1974; 32, McKee, 1974].

В эоценовых отложениях были обнаружены мелководные

бентосные фораминиферы и обильные плактонные формы. Кокколитофориды также содержат виды, указывающие на значительные глубины [32, Burky, 1974]. По Л. Лекляру [32, Leclaire, 1974], в палеолене глубина океана в точке 245 равнялась 2500—2700 м и, следовательно, последующее опускание имело амплитуду 2400—2700 м. Однако, по мнению П. Кента, аномальное развитие отложений, несомненно имеющих мелководный генезис, показывает, что тектонические движения дожа Мадагаскарской котловины в течение кайнозоя были достаточно сложными и характеризовались не только непрерывными опусканиями. П. Кент допускает возможность существования в недалеком прошлом в акватории Мадагаскарской котловины участков с небольшими глубинами, близкими к шельфовым.

К востоку от Срединно-Индоокеанского хребта, в котловине Крозе скв. 252 вскрыта толща монотонных алевроитовых глин мощностью около 250 м, предположительно отнесенных к плейстоцену — позднему миоцену [32, Davies et al., 1974]. Судя по отсутствию нанофлоры и фораминифер, эти осадки накапливались ниже уровня карбонатной компенсации, на глубинах близких к современным.

*Хребты.* На подводных хребтах западной части Индийского океана было пройдено только четыре скважины.

Скв. 237 расположена на Маскаренском хребте, юго-восточнее Сейшельских островов. Она прошла толщу однообразных фораминиферо-илов мощностью 310 м. Эти илов соответствуют стратиграфическому интервалу от плейстоцена до среднего зюгена включительно. На уровне 310 м, соответствующем границе между средне- и нижнеэоценовыми ярусами, отмечено резкое изменение литологического состава отложений. Ранний зюген (310—350 м) и палеоцен (350—696 м) представлены преимущественно известняками, часто окремнелыми, с прослоями вулканических пеплов и глаукоцитсодержащего мела [32, Fisher et al., 1974].

По данным Э. Винсента, Д. Гибсона и Л. Брюна [32, Vincent et al., 1974], осадки нижнего и низов верхнего палеоцена содержат крупные фораминиферы (*Discocyclina*, *Ranikhotalia*) и известковые губки (*Archaeolithothamnium*), свидетельствующие об обстановке верхней неритовой зоны (глубины 50 м). К этим же слоям приурочены мелководные кокколитофориды (*Braarudosphaera*) и глаукоцит [32, Roth, 1974; 32, Thiede, 1974]. Несколькими выше границы нижне-верхнепалеоценовых ярусов внутри этой литоральной серии установлена пачка известняков с донными фораминиферами *Bolivina midwayensis*, *Melonis cf. platanus* и др., указывающими на кратковременное углубление моря до 50—600 м [32, Vincent et al., 1974]. По мнению тех же исследователей [32, Vincent et al., 1974], в конце палеоцена произошли значительные опускания и поздневерхнепалеоценовые и нижнеэоценовые осадки накапливались в батинальных условиях, на глубинах 600—2500 м.

Последняя из этих двух цифр кажется, однако, маловероятной. Если учесть данные П. Роса [32, Roth, 1974], установившего присутствие мелководной нанофлоры не только в нижнеэоценовых, но и в нижнеолигоценых осадках разреза скв. 237, и материалы Д. Сиды [32, Thiede, 1974], отметившего автохтонный глаукоцит в нижнеэоценовых слоях, то нижний предел глубины позднепалеоценового — раннеэоценового бассейна в этом месте следует ограничить 700—800 м. Можно предположить также, что близкие глубины сохранялись в этом районе по меньшей мере до раннеолигоценовой эпохи. Послепалеоценовое опускание Маскаренского хребта в точке 237 равно 2300 м (из них 700 м компенсировано осадками), размах наиболее интенсивных послераннеолигоценых движений составляет 1200—1300 м.

Разрез скв. 237 с его литоральной серией палеоценового возраста представляет особый интерес благодаря положению этой скважины в пределах наиболее опущенной зоны хребта между платформой Сейшельских островов и банкой Сая-де-Малья.

В пределах первой известны два коралловых острова и несколько островов, сложенных древними гранитами. Абсолютный возраст гранитов о-ва Маз по K/Ar колеблется от 501 до 654 млн. лет. Эпидиориты с этого же острова имеют радиометрический возраст  $645 \pm 55$  млн. лет, а метабазальты  $550 \pm 48$  млн. лет. Возраст биотитовых гранитов (654 млн. лет), полученный по K/Ar, был подтвержден Rb/Sr ( $687 \pm 34$  млн. лет). Горнблендиты, развитые на о-ве Праслед, дали очень близкие величины радиологического возраста по K/Ar и Rb/Sr —  $647 \pm 55$  и 650 млн. лет соответственно. Наконец, на о-ве Сидуэт были обнаружены сенинты, датированные по K/Ar  $566/49$  млн. лет [40, Baker, Miller, 1963; 40, Miller, Mudie, 1961]. По Б. Бейкору и Д. Миллеру, возраст интрузивных пород Сейшельских островов чрезвычайно близок к возрасту позднедокембрийских магматитов Мозамбикского пояса Восточной Африки.

На южной оконечности Маскаренского хребта, на островах Маврикий и Реюньон, установлены мезозойские (по-видимому, меловые) подводные трещинные излияния основных лав. На о-ве Реюньон к концу мезозоя относятся также внедрения габбро, щелочных габбро и кварцевых сенинтов. Более поздний магматизм на о-ве Маврикий представлен лавами пикритовых базальтов, фонолитов и трахитов палеогена и позднечетвертичными пузырчатыми лавами оливинных базальтов, анкармитами и щелочными андезитами. Плейстоценовый вулканизм проявился на обоих островах. На Маврикий изливались оливинные базальты, на Реюньоне происходили взрывные извержения толеит-пикритовых базальтов [24, Fisher, Johnson, Heezen, 1967].

Исследование абсолютного возраста магматических пород о-ва Маврикий калий-аргоновым методом показало, что в них выделяются три генерации с радиометрическими датировками

(млн. лет): 0,17—0,7, 2,6—3,5 и 5,2—8,1 [24, McDougall, Chamaun, 1969].

Сейсмическими исследованиями на Сейшельских островах [45, Shor, Pollard, 1963; 44, Matthews, Davies, 1966] установлено, что земная кора под ними имеет мощность лишь несколько меньшую мощности коры в пределах древних платформ (32 км) и в ее строении участвует слой с сейсмическими скоростями 6,22—6,26 км/с, который может интерпретироваться как гранитогнейсовый. Его мощность равна 9 км. Таким образом, нет никакого сомнения, что платформа Сейшельских островов является обломком древнего, докембрийского континента.

Наряду с позднеархейскими интрузивами на островах закартированы сенинты и многочисленные дайки щелочных оливиновых базальтов, имеющие северо-западное простирание. Сенинты о-ва Силуэт имеют абсолютный возраст по  $K/Ar$  от  $34 \pm 7$  до  $62 \pm 12$  млн. лет, а базальтовые дайки о-ва Праслен  $48 \pm 10$ — $50 \pm 9$  млн. лет [40, Baker, Miller, 1963]. Возраст этих пород близок к возрасту траппов Деккана (65—59 млн. лет), базальтов, развитых на востоке ( $70 \pm 7$  млн. лет) и севере (65—60 млн. лет) Мадагаскара [32, Vallier, 1974; 40, Wellman, McElhinny, 1970].

Гранитогнейсовый слой со скоростями сейсмических волн около 6,3 км/с, развитый под платформой Сейшельских островов, выклинивается в юго-восточном направлении. По данным Шора и Полларда [45, Shor, Pollard, 1963], под банкой Сая-де-Малья горизонт со скоростью 6,3 км/с отсутствует и появляются два слоя, характеризующиеся скоростями сейсмических волн 4,36—4,55 и 5,58—5,26 км/с. Мощность этих слоев, в строении которых, по-видимому, значительную роль играют основные породы, равна 6—7,5 км, а общая мощность верхней части коры до кровли слоя со скоростями 6,81 км/с, сокращается до 8—9 км.

Северо-западные банки Сая-де-Малья, ближе к Сейшельским островам, установлен промежуточный сейсмический разрез. В нем под горизонтом, характеризующимся скоростью 5,5 км/с, вместо слоя с сейсмической скоростью 6,8 км/с появляется слой со скоростью 6,03 км/с, сопоставимый с гранитогнейсовым горизонтом сейшельского разреза.

Если это сопоставление правильно, то вдоль Маскаренского хребта, от Сейшельских островов к банке Сая-де-Малья, происходит постепенное замещение гранитогнейсового слоя (скорость 6,3 км/с) горизонтом основных пород (скорость 4,3—5,6 км/с). Этот вывод подтверждается данными магнитной съемки на Маскаренском хребте, показавшими, что земная кора в пределах платформы Сейшельских островов и банки Сая-де-Малья насыщена дайками основных пород. Как уже отмечалось, на Сейшельских островах эти дайки видны в обнажениях [35, Francis, Shor, 1966; 44, Matthews, Davies, 1966].

Абсолютный возраст базальтов из даек ( $48 \pm 9$  и  $52 \pm 10$  млн. лет) коррелируется с возрастом крупных оуаский Маскаренского хребта, начинающихся в конце позднепалеоценовой эпохи (54—55 млн. лет назад). Это позволяет предположить, что погружение отдельных участков Маскаренского хребта было обусловлено массовым внедрением пород основного состава. Эти движения, по-видимому, были связаны с процессами преобразования континентальной коры.

Следует подчеркнуть также одновременность основного магматизма Маскаренского хребта с однотипным магматизмом Деккана и Мадагаскара. Эти внедрения также близки по времени излияниям основных лав в пределах современных глубоководных котловин западной части Индийского океана. Вблиз точек 236, 240, 245 и 248 они происходили в палеоцено и, возможно, эоцене (65—45 млн. лет назад). Все это косвенно указывает на быстрое структурно-тектоническое единство ложа западной части Индийского океана и прилегающих к нему материков.

В скв. 249, заложеной на *Мозамбикском хребте*, вскрыты незначительной мощности (4 м) илы плейстоцен-четвертичного возраста, под которыми залегают фораминиферные илы с редкими прослоями глины, сменяющиеся ниже мелом. Эти осадки мощностью 166 м относятся к позднему и среднему миоцену. Они ложатся со стратиграфическим несогласием на глины и мел маастрихтского яруса (170—246 м). Ниже (246—284 м) согласно залегают кампанский ярус, образованный мелом. Эти слои отделены стратиграфическим несогласием от накопленной сеноманского яруса — аргиллитов с прослоями вулканических пеллов (284—293 м). В интервале 294—406 м скважина прошла толщу перемежающихся глин, аргиллитов, алевритов и известняков, глауконитсодержащих туфоалевритов, аргиллитов и известково-туфогенных алевритов. Она датирована альбом — неокомом. Глауконит, содержание которого доходит до 5%, приурочен к неокому (315—406 м). В призобной части скважины залегают пузырчатые стекловатые базальтовые лавы [32, Schlich et al., 1974].

Раннеэокомские или предэокомские базальты скв. 249 отличаются от лав свиты Стормберг Южной Африки повышенным содержанием Cr и Ni и низкими концентрациями Ba, Sr, Zr, K и Nb. По содержанию этих элементов базальты близки к океаническим [32, Erlank, Reid, 1974]. Их излияние, судя по крупным пустотам, достигающим 2 см в диаметре, происходило либо на суше, либо в очень неглубоком морском бассейне [32, Girdley et al., 1974].

По мнению Флореса [32, Girdley et al., 1974], нижнемеловые отложения скв. 249 литологически очень близки к формации Домо (Domo) бассейна р. Сави и района Суд-ду-Саве, расположенного в междуречье Сави и Шангане. Эта трансгрессивная серия представлена алевритовыми аргилли-

тами, алевритами и известняками. В направлении с юга на север, от точки 249 до бассейна Сави, т.е. в направлении развития трансгрессии, отмечается ее омоложение. В точке 249 эти осадки датированы валлажин — сеноманом, в Сулду-Саве — альбом — туруном, а в бассейне Сави они относятся к сеноману и туруну. Мощность серии изменяется от 121 м в скв. 249 до 325 м в бассейне р. Лимпопо и до 1525 м в районе Иньянбаве, к которому и приурочена наиболее прогнутая часть раннемелового бассейна. К северу от Иньянбаве мощность трансгрессивной серии постепенно сокращается. В Сулду-Саве она равна 1250 м, а у р. Сави 610 м.

Идентичность литологического состава, общность фауны, закономерное изменение возраста и мощностей трансгрессивной серии отчетливо свидетельствуют, что в раннем и в первой половине позднего мела как в восточных районах Мозамбика, так и в Мозамбикском хребте располагался эпиконтинентальный бассейн, причем современный Мозамбикский хребет соответствовал его восточной окраине, прогибавшейся сравнительно слабо, а в конце сеноманского века испытавшей поднятие и размыв. Нисходящие движения возобновились здесь в кампанском веке, что привело к восстановлению морской обстановки. В позднемеловом море Мозамбикского хребта, покрывавшем также восточные районы Мозамбика и юг Мадагаскара, накапливались карбонатно-терригенные осадки, содержащие во всех этих районах одиотипную популяцию фораминифер. Глубина этого моря вблизи точки 249, судя по присутствию мелководных кокколитофорид *Kamptnerius magnificus* [32, Burky, 1974] не превышала первых сотен метров.

Структурно-тектоническое единство Африки и Мозамбикского хребта подчеркивается присутствием под последней коры континентального типа. Ее общая мощность равна 24 км. В основании залегает слой с сейсмическими скоростями 7 км/с и мощностью 13 км. На глубине 11 км он сменяется горизонтом со скоростями 5,8 км/с (мощность 5 км), выше которого, между 6 и 3 км, расположен слой, охарактеризованный сейсмической скоростью 5,3 км/с. Нижний горизонт может быть сопоставлен с грануито-базитовым, а два верхних с пранито-гнейсовым слоем континентальной земной коры [46, Hales, Nation, 1973].

На западной окраине Мозамбикской котловины около 30° ю. ш., по данным У. Людвига, Д. Найфа и др. [35, Ludwig et al., 1968], методом преломленных волн в разрезе коры установлены горизонты с пластовыми скоростями 5,02—5,22 и 6,62 км/с. Эти скорости сейсмических волн в целом нехарактерны для океанической коры.

По заключению Б. Дарракотта и др. [21, Darracott, 1974; 24, Goslin et al., 1981], в пределах Мозамбикского пролива, одноименного хребта и Мадагаскарского хребта развита уло-

ненная континентальная или переходная от континентальной к океанической кора.

Крупные опускания в районе точки 249, по-видимому, начались после длительного перерыва и размыва, продолжавшихся в течение палеогена и раннего миоцена. Амплитуда послераннемиоценовых нисходящих движений в точке 249 равна 2500 м.

На Мадагаскарском хребте были заложены две скважины Из скв. 247 подъем зерна не проводился. В лежащей поблизости точке 246 вскрыты четвертичные и плиоценовые кварцево-фораминиферовые и фораминиферово-нановые илы (0—61 м). На глубине 80 м скважина вошла в миоценовые отложения, образованные биогенными илами, вулканическими брекчиями, карбонатно-фораминиферовыми и карбонатными песками. Изы этой свиты, отвечающие нижнему миоцену, содержат обильные остатки мелководных бентосных фораминифер. Эти слои ложатся с перерывом на среднеолигоценные полевощпатовые ракушляковые пески (132—135 м), которые, в свою очередь, также отделены стратиграфическим перерывом от переслаивающихся полевощпатово-карбонатных ракушляковых песков с глауконитом, глауконитово-ракушляковых косослоистых песков, ракушляково-цеолитовых туфосков, содержащих прослой вулканических брекчий (135—194 м). Эта пачка содержит фауну донных фораминифер, указывающих на раннеэоценовый (и, возможно, позднепалеоэоценовый) возраст вмещающих пород. Для слагающих ее отложений характерно иостоянное присутствие глауконита, концентрация которого в отдельных горизонтах достигает 15%, и обильного породообразующего раковинного детрита, составляющего 15—75% объема песчаных прослоев [32, Schlich et al., 1974].

По данным С. Уайта [32, White, 1974], глауконит-содержащие породы нижнего эоцена накапливались на глубинах от 30 до 700 м, причем преобладающей была глубина порядка 250 м. Терригенные компоненты в этих осадках имеют своим источником породы кристаллического фундамента Мадагаскара [32, Girdley, White, 1974], однако нельзя исключить, что терригенный материал в скв. 246 имеет местное происхождение, поскольку структурная общность Мадагаскара и Мадагаскарского подводного хребта не вызывает сомнения.

По данным С. Уайта, амплитуда послераннеэоценового погружения Мадагаскарского хребта в точке 246 равна 1000—1100 м. Наличие обильных мелководных бентосных фораминифер, обнаруженных в нижнемиоценовых слоях, указывает на то, что крупные опускания начались только в конце раннемиоценовой эпохи. Они развивались очень быстро и уже среднемиоценовые осадки накапливались на глубинах близких к современным.

Выводы. 1. Из 16 скважин, пробуренных в западной части Индийского океана, 4 (235, 243, 244 и 252) были остановлены в миоценовых или миоценовых отложениях, 8 (234, 236, 237, 240, 242, 245, 246, 248) — в палеогеновых, 3 скважины (239, 241, 250) достигли верхнемеловых и 1 (249) — нижнемеловых слоев.

Среди первых только в скв. 235 установлены осадки, формировавшиеся на глубинах меньших современных. В трех других глубины миоценового и миоценового океанов были близки к нынешним.

В скважинах второй возрастной группы картина обратная: только в скв. 234 глубина палеогенового океана сопоставима с наблюдаемой в настоящее время, а в семи остальных в палеогене либо существовала мелководная обстановка, либо устанавливаются глубины значительно меньшие современных. При этом характерно, что скв. 234, в которой определены глубоководные условия палеогенового времени, была остановлена в олигоценовых отложениях, тогда как все другие пробурены до зоцена или палеоцена. Судя по последним скважинам, в большинстве случаев зоцен — рубеж, с которого начинаются крупные проседания коры в пределах современной акватории западной части Индийского океана.

Наконец, в скважинах третьей возрастной группы во всех случаях установлены или мелководные отложения, или осадки, формировавшиеся на меньших глубинах, чем современные.

Таким образом, в западной части Индийского океана наблюдается та же закономерность, которая была установлена ранее для Атлантики, — последовательное возрастание по мере перехода от молодых отложений к древним относительной роли точек с мелководными (или относительно мелководными) осадками. Эта закономерность оказывается присущей не только Атлантическому океану. Это свидетельствует о том, что глубоководные структуры запада Индийского океана, как и аналогичные структуры Атлантики, развивались в позднем мезозое и кайнозое благодаря постепенному погружению земной коры в пределах древних мелководных эпиконтинентальных бассейнов.

2. По скв. 237, 246, 249, заложённым на Маскаренском, Мадагаскарском и Мозамбикском хребтах, установлено, что в течение позднего мезозоя, палеогена и даже в начале миоцена (246 и 249) эти хребты оставались устойчиво поднятыми. В это время существовали мелководные банки, а в Мозамбикском и Мадагаскарском хребтах в отдельные эпохи, возможно, возникали островные гряды.

Эти факты, а также ясно выраженная в рельефе дна общность структурной обстановки Мозамбикского хребта, и Восточной Африки, Мадагаскара и одноименного подводного хребта, позволяют наметить крупную область, устойчиво приподнятую в те-

чение позднего мезозоя и раннего кайнозоя. Она охватывала значительную часть современной акватории запада Индийского океана и включала в себя о-в Мадагаскар. Ее северо-восточная граница, по-видимому, совпадала с нынешним Маскаренским хребтом, южная определялась оконечностями Мадагаскарского и Мозамбикского хребтов. Не исключено, что эта приподнятая мелководная зона занимала еще большую площадь. Она могла включать современные плато Агульяс [35, Tucholke et al., 1981] и микроконтинент Крозе [Coslin et al., 1981 г.], расположенный на продолжении Мадагаскарского хребта, по другую сторону Срединно-Индоокеанского поднятия (см. рис. 15).

Литологически и фашиально однотипные разновозрастные отложения, развитые по обе стороны Мозамбикского пролива, тесная связь подводного рельефа в пределах этого пролива с рельефом Мозамбика и Мадагаскара свидетельствуют о том, что послемезозойский — траннеафрикозойский Западно-Индоокеанский эпиконтинентальный бассейн соединялся через мелководную зону, расположенную на месте нынешнего Мозамбикского пролива, с Африканским континентом.

3. Начало крупных погружений земной коры в акватории северо-западной части Индийского океана в большинстве точек приходится на палеоценовую или эоценовую эпоху. По времени эти движения оказываются синхронными мощному основному магматизму, проявляющемуся в конце мела и первой половине палеогена в Индостане, на Мадагаскаре, Маскаренском хребте и в пределах современных Сомалийской, Мадагаскарской и Мозамбикской глубоководных котловин.

Пространственное распределение подводных вулканов в акватории Индийского океана показывает отчетливую приуроченность большей части их к северо-западной и северо-восточной перифериям океана. На карте, составленной В. Ф. Канаевым и Н. Н. Турко [5], видно, что наиболее плотные ряды подводных вулканических аппаратов расположены в акваториях Сомалийской и Маскаренской котловин.

Все это позволяет предположить, что крупные опускания океанического ложа в пределах северо-западной части Индийского океана в послепалеоценовое и послеоценовое время были генетически связаны с массовыми излияниями и внедрениями основных магм.

4. На многочисленных мобилистских реконструкциях начало распада Афро-Мадагаскарско-Индостанской Гондваны датируется раннемеловой эпохой [40, Smith, Hallam, 1970; 40, Veevers, Jones, Talent, 1971; 32, Luyendyk, 1974 и др.]. Источник движений отдельных плит древней Гондваны во всех этих реконструкциях остается неясным.

Если допустить, что западный дрейф Южной и Северной Америки и восточный дрейф Африки были обусловлены соответствующими движениями литосферных плит, формировавшихся в Срединно-Атлантическом рифте, и отнести начало раздвиге-

ния к юрскому периоду [48, Selater, Hellinger, Tapscott, 1977], по дуть, пройденный Африкой в восточном направлении за послееорское время, будет равен 1500—2000 км. Мадагаскар, отделившийся от Африки в раннемеловую эпоху, должен был двигаться быстрее Африки, и его восточный дрейф определяется величиной 2000—2500 км.

Как уже говорилось, по мнению сторонников мобилистской концепции, дрейф Африки вызывался оттеканием новой океанической литосферы от Срединно-Атлантического рифта, и если бы упомянутый рифт был единственным, где рождалась океаническая литосфера, то эта реконструкция, оставаясь совершенно бездоказательной, хотя бы была объяснимой по своей кинематике.

Однако в соответствии с теми же мобилистскими представлениями одновременно с формированием «новой» океанической литосферы в Срединно-Атлантическом хребте началось образование такой же «новой» литосферы и в Срединно-Индоокеанском рифте. При этом одна из возникших в Индоокеанском рифте плит должна была двигаться на запад, навстречу Маскаренскому хребту, Мадагаскару и Африке. Следовательно, восточный дрейф последних должен был развиваться, преодолевая все время встречное движение Западно-Индоокеанской плиты.

В этих условиях устойчивый восточный дрейф Африки и тем более опережающий дрейф Мадагаскара и Маскаренского хребта можно объяснить тем, что Восточно-Атлантическая плита в своем движении на восток проходила насквозь под Африкой, Мадагаскаром и Маскаренским хребтом, увлекая их за собой и сталкиваясь с менее активной Западно-Индоокеанской литосферной плитой в районе, расположенном к востоку от Мадагаскара и Маскаренского хребта.

Однако это умозрительное объяснение противоречит данным магнитосемки, в соответствии с которыми Западно-Индоокеанская литосферная плита проследживается вплоть до Мадагаскара и Мадагаскарского хребта. При этом в ней не обнаруживается тех резких погружений, которые следовало бы ожидать в зоне столкновения двух движущихся навстречу литосферных плит. Кроме того, с помощью этой кинематической модели нельзя объяснить разделение Африки на две литосферные плиты, граница между которыми проводится сторонниками новой глобальной тектоники по Восточно-Африканской рифтовой зоне. Наконец, следуя модели, либо необходимо признать чрезвычайно большие скорости движения Восточно-Атлантической плиты, либо считать, что раздвижение Атлантики началось в конце палеозоя. Оба предположения произвольны и не подкрепляются фактами.

Все это показывает, что прослаживание Восточно-Атлантической плиты под Африкой, Мадагаскаром и Маскаренским хребтом невозможно принять даже с позиций тектоники плит. Отказ же от этой модели приводит к тому, что устойчивый

восточный дрейф Африки и особенно опережающий дрейф Мадагаскара и Маскаренского хребта становятся совершенно необъяснимыми, загадочными явлениями.

## СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В этой части океана бурение проводилось во время 22, 26, 27 и 28-го рейсов «Гломар Челленджер», во время проведения которых было пробурено 19 скважин. Их расположение показано на рис. 11. Краткая характеристика точек глубоководного бурения приведена в табл. 21.

Таблица 21

Точки глубоководного бурения в акватории северо-восточной части Индийского океана

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		дн	зб	
Кокосовая котловина				
211	09°47' ю. ш., 102°42' в. д.	5535	447	Ранний кампан Поздний палеоцен
213	10 13 » », 93 54 » »	5611	172	
Северо-Австралийская котловина				
261	12°57' ю. ш., 117°54' в. д.	5677	579,5	Поздний окфорд Плиоцен
262	10 52 » », 123 51 » »	2308	442	
Западно-Австралийская котловина				
212	19°11' ю. ш., 99°18' в. д.	6243	521	Поздний мел
256	23 27 » », 100 46 » »	5361	270	
257	30 59 » », 108 21 » »	5278	326,5	Средний альб
259	29 37 » », 112 42 » »	4712	346	
260	16 09 » », 110 18 » »	5712	331	Альб
263	23 19 » », 110 59 » »	5065	746,0	
Центрально-Индийская котловина				
215	08°07' ю. ш., 47°50' в. д.	5319	175,0	Средний палеоцен
Восточно-Индийский хребет				
217	08°56' с. ш., 90°32' в. д.	3030	663,5	Кампан
216	01 28 » », 90 12 » »	2262	447,5	
214	11 20 ю. ш., 88 43 в. д.	1671	500,0	Палеоцен
253	24 53 » », 87 22 » »	1962	559,0	
254	30 58 » », 87 54 » »	1253	343,5	Олигоцен
Западно-Австралийский хребет				
255	31°08' ю. ш., 93°44' в. д.	1144	108,5	Сантон
Плато Натуралиста				
258	33°48' ю. ш., 112°28' в. д.	2793	525	Средний альб Сантон или древнее
264	34 58 » », 112 03 » »	2873	215,5	

Котловины. Точки 211 и 213 расположены в южной части Кокосовой котловины.

В первой из них вскрыты четвертичные кремнистые илы и вулканические пеплы. На глубине 57 м они подстилаются плио-

цементными песками и глинами. Среди песков встречаются полевошпатовые разности, содержащие около 80% полевых шпатов и 8% слюд. Мощность этих осадков достигает 350 м. Плиоценовые слои залегают с крупным стратиграфическим несогласием на нижнемезастрихт-верхнекампанских глинах и ваюновых илах, слагающих интервал между 398 и 409 м. Ниже 409 м скважина прошла 9-метровую пластовую залежь диабазы. В ее подошве обнаружены пески, глины и илы с доломитом, слюдой, лимонитом и гематитом. Эта пачка мощностью 12 м отнесена к кампанскому ярусу. В призабойной части скважины лежат лавы (430—447 м). Абсолютный возраст диабазы, слагающей силл, определенный по изотопам аргона ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), колеблется от  $69,2 \pm 5,9$  до  $73,2 \pm 5,6$  млн. лет [32, Borch et al., 1974; 32, McDougall, 1974]. Пузырчатые лавы, встречающиеся в основании разреза, имеют подушечную отдельность. Они образованы амфиболитовым базальтом, т. е. имеют состав, резко отличающийся от состава океанических базальтов [32, Hekinian, 1974].

Меловые слои в скв. 211 содержат обильную фауну бентосных фораминифер; планктонные формы отсутствуют. По заключению Б. Мак Коврана [32, McCowan, 1974], донные фораминиферы из этой скважины сходны как с глубоководными, так и шельфовыми сообществами. Отсутствие планктонных фораминифер может быть обусловлено их растворением (если накопление верхнемеловых пород происходило ниже глубины карбонатной компенсации) или относительно слабой связью прибрежной зоны с открытым океаном (если эти осадки формировались на шельфе).

Второе предположение более вероятно, поскольку пузырчатые лавы, подстилающие кампанские слои, указывают на небольшую (не больше 1000 м) глубину верхнемелового моря. Отсюда амплитуда послевержнемеловых нисходящих движений точки 211 определяется от 5000 до 5800 м.

В лежащей западнее скв. 213 верхи разреза, соответствующие стратиграфическому интервалу от голоцена до верхнего миоцена, сложены диатомовыми илами и глинами. На глубине 75 м они подстилаются среднемиоценовыми цеолитовыми глинами, мощность которых равна 60 м. Эти слои залегают со стратиграфическим несогласием на железосодержащих наноилах верхнего палеоцена (135—147 м). В основании разреза вскрыты пузырчатые подушечные лавы высокощелочных базальтов [32, Borch et al., 1974; 32, Hekinian, 1974]. Судя по этим лавам, глубина довершинпалеоценового моря составляла 600—1000 м, а размах последующего опускания достиг 4800—5150 м. Возможно, что в палеоцене точка 213 располагалась на шельфе. Косвенно на это указывает высокая скорость седиментации, установленная для позднепалеоценового времени, которая намного превышает скорости, характерные для глубоководных зон [32, Gartner et al., 1974].

Скв. 261, заложённая в Северо-Австралийской котловине,

прошла 104 м глин, в том числе биогенных, датированных плейстоценом, поздним плиоценом и поздним миоценом. На глубине 161 м она вошла в гипсоносные глины нерасчлененного верхнего мела. Они подстилаются свитой гипсоносных глин и аргиллитов коньяка — альба, залегающих между 199 и 247 м. Ниже вскрыты аргиллиты, в том числе известковые, апт-альбского возраста (247—285 м), под которыми обнаружены глины, аргиллиты и детритусовые глинистые пески (285—323 м) нерасчлененного нижнего мела. Между 332 и 510 м лежит толща аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов и известняков. Ее верхи отнесены к апту, а нижняя часть — к готериву и валажниту (берриасу). Интервал 510—532 м образован титон-кимериджскими кварцсодержащими аргиллитами. Они залегают в кровле пластовой залежи слабощелочных оливиновых толеитов, обогащенных в результате последующего низкотемпературного преобразования К, Ва, U и Th [32, Robinson, Whitford, 1974; 32, Heirtzler et al., 1974].

Глубина формирования верхнеюрских осадков разреза скв. 261 неясна. Судя по остракодам, по крайней мере некоторые горизонты верхнеюрской толщи накапливались в мелководной прибрежной обстановке [32, Oertly, 1974]. В то же время, по данным К. И. Кузнецовой [32, Kuznetsova, 1974], отсутствие в юрских слоях известковых фораминифер свидетельствует о значительных глубинах, превышающих глубину уровня карбонатной компенсации [32, Kuznetsova, 1974; 32, Bartenstein, 1974]. К началу раннего мела ложе этого бассейна испытало значительное поднятие и в районе точки 261 установилась литоральная обстановка. Об этом свидетельствует увеличение числа аргиллитованных фораминифер в нижнемеловом сообществе, обнаруживающем большое сходство с сублиторальной берриас-валажнинской фауной Северной Сибири и представленной семействами *Ammodiscidae*, *Hyperamminidae*, *Saccamminidae*, *Litolidae* и *Trochamminidae*.

В послевалажнинское время, по-видимому, началось постепенное погружение дна этого эпиконтинентального моря. Конечная амплитуда нисходящих движений равна 6200—6300 м, из которых около 600 м были компенсированы осадками.

Мелководность раннемелового бассейна, располагавшегося на месте современной Северо-Австралийской котловины, подтверждается сопоставлением его осадков с одновозрастными образованиями Западной Австралии. Здесь, в прогибе Беду, известны континентальные лейас и догер, образованные прибрежными дельтовыми отложениями. Мальм представлен осадками, накапливавшимися в неглубоком открытом море. К этим породам, как и в точке 261, приурочены базальты. Неокомские мелководные, прибрежные осадки прогиба Беду сменялись во второй половине раннего мела породами, сформировавшимися в открытом море. [32, Veevers, Johnstone, 1974]. Это описание показывает, что верхнеюрские и нижнемеловые отложения в точ-

ке 261 и в Западной Австралии представлены одновитыми фадами.

Скв. 262 была заложена на дне узкого Тиморского желоба, отделяющего Австралийский шельф от шельфа Тимора. В западно-юго-западном направлении, недалеко от точки 262, этот желоб открывается в сторону Северо-Австралийской котловины.

В скв. 262 вскрыта довольно мощная (337 м) толща плейстоценовых песков и нанолитов, содержащих рассеянный глауконит. В этих слоях обнаружены остатки остракод. Ниже залегают наофораминиферовые и доломитовые илы, сменяющиеся калькаренинтами. Эти отложения имеют плиоценовый возраст. В калькаренинтах обнаружены остатки моллюсков, фораминифер и морских ежей. Эта фауна свидетельствует, что в плиоцене на месте точки 262 существовала литоральная зона с глубинами не больше 30 м. Бентосные фораминиферы, встречающиеся в стратиграфически более высоких горизонтах, указывают на мелководную обстановку, которая существовала здесь до конца плиоцена [32, Heirtzler et al., 1974]. Таким образом, Тиморский желоб — очень молодая структура. Если не весь желоб, то его юго-западная часть возникла в четвертичное время. Меньше чем за миллион лет земная кора в районе точки 262 была опущена на 2600 м, из которых только 337 м были компенсированы осадками.

Скв. 263 расположена на юго-востоке котловины Кювье, лежащей на северо-востоке более крупной Западно-Австралийской котловины, между материковым склоном и подводным плато Кенгуру. Верхние 52 м сложены четвертичными биогенными илами. В интервале 52—90 м керн не отбирался, а между 90 и 100 м были вскрыты верхнеплиоценовые илы. Они залегают со стратиграфическим несогласием на нижнеэоценовых глинах (109—119 м), а последние, в свою очередь, отделены несогласием от подстилающих слоев (128—746 м) — монотонных черных и каолиновых кварцсодержащих глин, в которых встречаются редкие маломощные прослои глауконитовых песчаников (содержание глауконита достигает 35%). По бентосным фораминиферам низы этой толщи отнесены к апту-альбу, но не исключено, что в этой скважине вскрыты также отложения барремского яруса [32, Heirtzler et al., 1974].

Обильные донные фораминиферы из нижнемеловых осадков точки 263 обитали на глубинах, не превышавших 100 м. Эта фауна близка к сообществам бентосных фораминифер, описанным в нижнемеловых отложениях Большого Артезианского бассейна и бассейна Каннинг Австралии [Sliter, Baker, 1972 г.; 32, Scheibnerova, 1974].

В нижнемеловых слоях были обнаружены также остатки мелководных цефалопод. Аммонитов рода *Prohytecerasrichardi* известны в раннемеловых отложениях Южной Индии, Африки, Мадагаскара, Англии и Техаса. Распространение представителей этого рода указывает на их миграцию вдоль зоны Тетис. Белемниты (*Parachibolites*) описаны в альбских осадках Бал-

канского полуострова, Кавказа, Западной и Восточной Австралии и Новой Гвинеи [32, Stevens, 1974].

Раннемеловые остракоды из скв. 263 по экологии близки к остракодам из скв. 259 и 260. Они обитали на сравнительно небольших глубинах [32, Oertly, 1974]. Дно океана в районе точки 263 испытало по послераннемеловое время опускание на 5600—5700 м. Из них только 100 м были компенсированы осадками. Не исключено, что крупные опускания океанического дна в этой точке начались не после альбского века, а значительно позже — в плиоцене. Между концом альба и плиоценом в этом месте могли существовать субаральные условия.

Скв. 212 была пробурена в центре Западно-Австралийской котловины. Она прошла 30-метровую пачку нановых илов плиоцен-верхнемиоценового возраста, под которыми залегают миоценовые илы, мощность которых равна 260 м. Ниже были вскрыты не содержащие фауну глины (288—318 м) и биогенные сланцы с глауконитом (318—402 м), датированные эоценом. В интервале 402—430 м пройдены цеолитовые глины без фауны, а от 430 до 482 м — верхнемеловые биогенные илы. Они подстилаются пачкой глин (482—516 м), возраст которых не установлен. На глубине 516 м обнаружена подушечная лава фанеритовых метабазальтов [32, Borch et al., 1974].

Бентосные фораминиферы, приуроченные к верхнемеловым отложениям, по мнению Б. Мак Коврана [32, McCowan, 1974], являются глубоководными. В отличие от Б. Мак Коврана В. Шейбнерова [32, Scheibnerova, 1974] считает это сообщество мелководным. Ее заключение подтвердил Д. Бурки [32, Burky, 1974], установивший в верхнемаастрихтских слоях типично мелководные кокколитофориды (*Nephrolithus frequens*).

Возможно, что мелководная обстановка (с глубинами до 700 м) сохранялась до эоценовой эпохи включительно. На это указывает присутствие в эоценовых осадках глауконита. Послемаастрихтское (или послеоценовое?) погружение земной коры вблизи скв. 212 равно 6400—6500 м.

Скв. 256 также расположена в центре акватории Западно-Австралийской котловины. Ею пройдено 132 м детритусовых глин и песков четвертичного и плиоценового возраста. На глубине 180 м вскрыты верхнемеловые кокколитоовые глины с глауконитом, мощность которых равна 57 м. Они подстилаются верхнеальбскими глинами (237—250 м) с агглютированными и известковыми фораминиферами и кокколитофоридами. Последние образуют сообщество, очень близкое к описанному в нижнемеловых отложениях Великобритании [32, Thierstein, 1974]. Скважина остановлена в базальтах, сходных по химическому составу с океаническими [32, Davies et al., 1974; 32, Kempe, 1974]. Абсолютный возраст базальтов по K/Ar равен  $92 \pm 4$  млн. лет [32, Rundle et al., 1974].

Накопление нижнемеловых осадков происходило выше уровня карбонатной компенсации [32, Davies et al., 1974]. Присут-

стве глауконита и сходство наофлоры с одновозрастной мелководной флорой Великобритании как будто указывает на сравнительно мелководные условия. В позднем мелу произошло углубление бассейна. Его ложе опустилось ниже уровня карбонатной компенсации. Амплитуда постэальского опускания района точки 256, по-видимому, достигает 5000 м.

Крупный перерыв, установленный в разрезе скв. 256, охватывает весь палеоген и миоцен. Природа этого перерыва неясна, однако нельзя исключить, что он был связан с длительными поднятиями океанического ложа. В этом случае крупные опускания в этом месте должны быть отнесены к плиоцену.

Сква. 257 располагается в юго-восточной части Западно-Австралийской котловины, на абиссальной равнине Перт. Верхние 57 м сложены кокколитовыми глинами и илами, по-видимому имеющими четвертичный и плиоценовый возраст. Эти осадки отделены крупным перерывом от кампанских глин (85—171 м). На глубине 198—260 м вскрыты верхне-среднеальбские детритусовые глины и глинистый мел. В последнем содержание кокколитофорид доходит до 56%. В интервале 260—326 м скважина прошла пять лавовых потоков, образованных пучкочатными оливиновыми базальтами. Они разделяются тонкими прослоями известняков, залегающих на глубинах 272, 307 и 317 м. Второй и третий потоки разграничены пачкой детритусовых глин, средне-губозернистых песков с галькой базальтов и галечными гравийниками. Последние полностью состоят из базальтов [32, Davies et al., 1974].

Абсолютный возраст верхнего потока базальтовых лав по K/Ar составил  $92 \pm 7 - 103 \pm 8$  млн. лет, для второго —  $174 \pm 10$  млн. лет. Лавы четвертого потока имеют возраст  $157 \pm 5$  млн. лет и пятого —  $174 \pm 9 - 196 \pm 9$  млн. лет [32, Rundle et al., 1974].

Таким образом, основной вулканизм в районе точки 257 развивался в три этапа. Первый этап приходится на лаяс, второй — на келлсей — оксфорд и третий — на конец альба. Судя по пучкочатым текстурам, излияния происходили либо в наземных условиях, либо в сравнительно неглубоком море. Грубообломочные отложения, разделяющие второй и третий потоки, по-видимому, указывают на перерыв и размыв, затронувшие излившиеся ранее базальты.

Альбские осадки содержат мелководную наофлору, сходную с одновозрастной флорой, описанной в Англии [32, Thierstein, 1974]. На этом основании, а также учитывая присутствие в разрезе альбских пучкочатых лав, можно допустить, что глубина альбского бассейна не превышала 600—1000 м, а, возможно, была значительно меньше. Отсюда суммарных размах нисходящих движений в районе точки 257, начиная с оксфорда — века излияния базальтов и их размыва, составит 5600 м, а за постэальское время 4600—5000 м.

Сква. 259 лежит на восточном краю абиссальной равнины Перт, рядом с материковым подножием. В ней установлены фо-

раминиферо-наовые илы и глины четвертичного возраста (до глубины 17,5 м или, возможно, 27 м). Эти слои ложатся со стратиграфическим несогласием на нижнеэоценовые глины и биогенные илы, обогащенные доломитом. Мощность этих осадков равна 9 м. Ниже (36—65 м) выходят верхнепалеоценовые наовые и цеолитовые глины, часто гипсоносные. Они содержат тонкие прослои окисленных железистых пород. Между 65 и 100 м обнаружены цеолитовые гипсоносные и фосфоритосные глины, отнесенные к нерасчлененному верхнему мелу. В интервале 100—160 м вскрыты наовые глины, илы и кристобалитовые глины, часто фосфоритосные, с вкрапленностью доломита. Эти слои датированы верхним и средним альбом. Они подстилаются переслаивающимися фосфоритосными цеолитовыми и кристобалитовыми глинами (содержание кристобалита доходит до 33%) с монтмориллонитом, каолинитом и редко глауконитом. В отдельных горизонтах встречается стяжения доломита. Мощность этих осадков равна 145 м. Они отнесены к аптскому ярусу. Аптские слои ложатся на базальтовую брекчию (305—321 м) с доломитовым цементом. В призабойной части скважины залегают массивные порфириновые базальты (321—347 м), близкие по составу к океаническим толщам [32, Heirtzler et al., 1974; 32, Robinson, Whitford, 1974; 32, P. J. Cook, 1974].

Фораминиферы, обнаруженные в аптских слоях, образуют сообщество открытого шельфа с глубинами до 100 м. Эта популяция очень близка к установленной в аптских отложениях Большого Артезианского бассейна. Фораминиферы, обнаруженные в верхнеальбских осадках, указывают на обстановку верхней батиаля с глубинами до 600 м [32, Scheibnerova, 1974].

Остракоды, собранные в нижнемеловых породах, обитали на шельфе илы на его внешнем краю, но вблизи побережья [32, Oerly, 1974]. Наконец, к апту приурочены остатки двусторонних моллюсков — *Acuellina* sp., аналогичные найденным в одновозрастных слоях Большого Артезианского бассейна Австралии. Их присутствие позволяет считать, что в позднемеловую эпоху в Большом Артезианском бассейне и на юго-востоке современной Западно-Австралийской котловины существовала одинаковая палеогеографическая обстановка [32, Speden, 1974].

Следовательно, до конца аптского — начала альбского века в районе точки 259 была мелководная шельфовая зона. Амплитуда последующих опусканий равна 4800—4900 м, из которых 330 м были компенсированы осадками. К концу альбского века глубина моря достигала 600 м. Характер последующих движений неясен. Нельзя исключить возможность длительных поднятий в этом месте в течение раннего эоцена — плиоцена. Это предположение косвенно подтверждается присутствием в разрезе верхнего палеоцена прослоев окисленных железистых пород, возможно сформировавшихся на заболоченной прибрежной равнине.

скв 260 пробурена на северо-востоке Западно-Австралийской котловины. Она прошла толщу биогенных илов и глини четвертичного, плейстоценового и среднемиоценового возраста. На глубине 129—139 м были вскрыты нановые илы и глины не древнее среднего олигоцена. Между 158 и 183 м залегают илы и глины маастрихт-коньякского яруса, которые подстилаются паккой глин нерасчлененной точнее меловой системы (196—224 м). Ниже (234—320 м) установлены отложения альбского яруса — гипсоносные нановые илы. В нижней части скважины (320—322 м) альбские слои вмещают пластовую залежь низкощелочных толеитовых базальтов, несколько отличающихся по химическому составу от типичных абиссальных толеитов [32, Heirtzler et al., 1974; 32, Robinson, Whitford, 1974].

Отложения альбского яруса содержат остатки остракод *Rybsoniella obovata* известные из нижнемеловых слоев Восточно-Европейской платформы (Кузнецова, 1957 г.). Остракоды указывают на небольшую глубину альбского бассейна, по-видимому, лишь немного большую шельфовой [32, Oertly, 1974]. Бентосные фораминиферы, собранные в тех же осадках, представляют мелководной популяцией, которая обитала на глубине порядка 100 м [32, Scheibergova, 1974] или в пределах шельфового склона. Фауна фораминифер близка к одновозрастным сообществам Большого Артезианского бассейна и юга Индостана.

Сходство палеогеографической обстановки в районе скв. 260 и в эпиконтинентальных бассейнах Центральной и Западной Австралии подчеркивается присутствием в нижнемеловых слоях рассматриваемого разреза двусторчатых моллюсков — *Aucellina* cf. *gryphaeoides*, широко развитых в неомок-сеноманских отложениях бассейнов Перт, Карнарвон и Каннинг [32, Speden, 1974].

Наконец, к альбским слоям приурочены находки мелководных кокколитофорид (*Braarudosphaera bigelowi*, *B. africana*), указывающих на прибрежную обстановку, существовавшую вблизи точки 260 в альбском веке [32, Proto Decima, 1974].

Таким образом, судя по фораминиферам, остракодам и моллюскам, альбское море в районе точки 260 было мелководным и скорее всего эпиконтинентальным. Опускания, по-видимому, начались в верхнемеловую эпоху. Бентосные агглютинированные фораминиферы, встречающиеся в верхнемеловых слоях, образуют два сообщества, близкие к одновозрастным ассоциациям глубоководных зон Тихого океана. В то же время в них почти нацело отсутствуют формы, широко развитые в Австралии, Новой Зеландии, на Ближнем Востоке, севере Африки и в Крымско-Кавказском регионе. По заключению В. А. Крашенинникова, эти сообщества указывают, что накопление верхнемеловых глин в точках 260 и 261 происходило на абиссальных глубинах [32, Krashenninikov, 1973, 1974].

Косвенным указанием на изменение палеогеографической обстановки в позднемеловое время является резкое сокращение

скорости седиментации во второй половине мела по сравнению с альбским веком.

Следовательно, послеальбское опускание в точке 260 развивалось весьма интенсивно и уже в позднемеловую эпоху океаническое ложе было опущено здесь ниже уровня карбонатной компенсации. Суммарная амплитуда послераннемеловых нисходящих движений в точке 260 равна 5800—5900 м.

Последняя скважина, расположенная в пределах абиссальных зон (215), лежит вне экваторной, границы которой определяются Восточно-Индийским и Западно-Австралийским хребтами. Она была пробурена на востоке Центрально-Индийской котловины, на границе с Восточно-Индийским хребтом. Верхние 74 м в разрезе скважины представлены плейоцен-четвертичными радиоляриево-диатомовыми илами и верхнемиоценовыми глинами. Они подстилаются со стратиграфическим несогласием нижнезоеновыми цеолитовыми глинами и глинисто-нановыми илами (74—93 м). Ниже залегают (93—152 м) переслаивающиеся нановыи и глинистые нановыи, иногда ожелезненные, с редкими пластами мела, датированные палеоценом. В нижней части разреза вскрыты два потока подущечных базальтовых лав (152—175 м), разделенные на глубине 155 м пластом ожелезненного мела. Эти лавы близки к абиссальным океаническим базальтам [32, Borch et al., 1974; 32, Thompson et al., 1974].

Обстановка в которой накапливались палеоценовые и эоценовые осадки точки 215, не устанавливается однозначно. По данным Б. Мак Коврана [32, McCowan, 1974], эти слои содержат популяции фораминифер, включающие бентосные (агглютинированные и известковые) и планктонные формы. С одной стороны, сообщество фораминифер, установленное в палеоценовых отложениях, обнаруживает сходство с верхнемеловыми — раннепалеоценовыми шельфовыми ассоциациями Западной Австралии, с другой — в палеоценовых слоях отмечены популяции, почти лишенные планктонных форм (или содержащие корродированный планктон) и представляющие преимущественно донными организмами различной степени сохранности. Эти сообщества указывают на значительную глубину палеоценового бассейна в районе точки 215, по-видимому, большую, чем глубина уровня карбонатной компенсации. В эоценовых осадках обнаружены только глубоководные популяции. Нанофлора из палеоценовых и эоценовых слоев не содержит мелководных форм [32, Gartner, 1974].

Учитывая сказанное, можно предположить, что глубина океана в этом районе уже в палеоцене была близка к современной. Бентосные фораминиферы, сходные с формами, найденными в Западной Австралии, скорее всего являются переотложенными.

*Хребты и плато.* Западно-Австралийская котловина обрамлена с запада *Восточно-Индийским хребтом* — прямойлинейной структурой меридионального простирания, протягивающейся

от Западно-Австралийского хребта (около 30° ю. ш.) до Бенгальского залива (примерно 10° с. ш.).

На севере хребта, в скв. 217 открыты плиоцен-четвертичные глин и илы общей мощностью 60 м. Они подстилаются переслаивающимися глинами, нанолами и мелом миоцена (60—210 м). Ниже залегают илы и мел (210—320 м) верхнего и среднего олигоцена. Эти породы отделены перерывом от верхне-среднеэоценовых илов и мела (320—370 м), а последние, в свою очередь, ложатся со стратиграфическим несогласием на палеоэоценовые кремнистые известняки и мел (370—420 м). В интервале 420—500 м установлен мел (частично ракушечковый) маастрихтского яруса. Скважина остановлена в кампанских слоях (500—614 м), представленных мелом, кремнистыми известняками и сланцами, песчаными доломитами и ракушечковым мелом [32, Borch et al., 1974].

Песчаные доломиты и ракушечки, слагающие кампанский ярус, относятся к верхней фацции рифа [32, Borch, Trueman, 1974]. Сходные отложения описаны в пермской рифогенной серии гор Гваделупе (США) и на атолле Эниветок. Доломитизация установлена на ряде современных атоллов [45, Berner, 1965; 45, Deffeyes et al., 1974]. Наличие пелелиподовых ракушечков и доломитов указывает на то, что в кампанском веке в точке 217 существовала периодически осушающаяся лагуна, иногда испытывавшая довольно значительные поднятия. Сходная обстановка сохранялась в раннемаастрихтское время, но уже в среднем маастрихте она изменилась. В это время точка 217 располагалась на внешнем краю шельфа. В позднемаастрихтское время произошли крупные опускания.

Фауна мелководных фораминифер, ассоциированная с глауконитсодержащими слоями, с одной стороны, очень близка к верхнемеловым фаунам бассейнов Карнарвон и Папуа [32, Belford, 1958], а с другой — содержит элементы, сближающие ее с одновозрастными сообществами Индии и Пакистана [32, Gartner et al., 1974]. Фораминиферы из отложений маастрихтского яруса (217) представлены к тому же рядом тропических и субтропических форм. Это обстоятельство, сходство фауны фораминифер разреза скв. 217 с одновозрастными фаунами Австралии и Пакистана, делает весьма сомнительными мобилистские реконструкции распылвания Антарктиды, Австралии и Индостана. Так, на схемах Б. Луйендайка, Т. Дэвиса и др. [32, Luyendyk, Davies, 1974; 32, Sclater von der Borch et al., 1974], 80 млн. лет назад, в конце мелового периода, Австралия и Антарктида еще оставались сближенными; Австралия располагалась между 60 и 30° ю. ш., тогда как Индостан находился между 10° ю. ш. и 5° с. ш. Таким образом, экваториальная популяция фораминифер Индостана оказывается сходной с сообществом бассейна Карнарвон, располагавшегося в это время (в соответствии с мобилистской палеогеографией) между 45 и 55° ю. ш.

Кампан-маастрихтские слои в точке 217 содержат также мел-

ководную наофлору (*Kamptnerius magnificus*), исчезающую в конце среднего — начале позднего маастрихта [32, Gartner, 1974], и обильные хорошо сохранившиеся остатки наземных растений [32, Hunt, 1974].

Все сказанное позволяет определить размах послесреднемаастрихтских нисходящих движений в районе точки 217 ранним 3600 м, из которых около 600 м были компенсированы осадками.

В скв. 216 бурением вскрыта 80-метровая пачка плиоцен-четвертичных илов, илы и мел миоценового возраста (80—187 м), верхне-среднеолигоценовые осадки, представленные мелом (187—255 м). Ниже с перерывом, соответствующим раннему олигоцену, залегают мел верхнего и среднего эоцена (255—290 м). Из разреза выпадает нижний эоцен и среднеэоценовые слои ложатся на палеоэоценовые глинистые сланцы мощностью 42 м. Между 332 и 457 м скважина прошла серию переслаивающихся глауконитовых глин, мела, глауконитово-туфогенных глин, пелловых глин, туфов, апатитсодержащих песчанистых алевролитов и известковистых песчанистых аргиллитов верхнемаастрихтского подъяруса. Под ними были обнаружены базальтовые лавы (457—477 м) пуччатой структуры с подушечной отдельностью. Абсолютный возраст этих вулканитов по К/Аг равен  $62,9 \pm 1,2$ — $64,9 \pm 2$  млн. лет [32, McDougall, 1974]. Базальты характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$ ,  $K_2O$  и суммарного железа и резко отличаются от основных магматитов срединно-океанических хребтов [32, Hekinian, 1974; 32, G. Thompson et al., 1974; 32, Borch et al., 1974].

Отложения маастрихтского яруса содержат мелководную наофлору (*Kamptnerius magnificus*, *Nephrolithus freuensis* и др.). Сообщество верхнемаастрихтских кокколитофорид близко к одновозрастному сообществу плато Кемпбелл [32, Gartner, 1974] и ассоциации, установленной в шельфовых позднемеловых осадках Северной Европы. Обильные мелководные кокколитофориды (*Reticulofenestra reticulata*) обнаружены также в верхнеэоценовых слоях разреза скв. 216 [32, Burky, 1974].

Судя по присутствию в верхнемаастрихтских и эоценовых осадках наофлоры и раковин двустворчатых моллюсков, мелководная обстановка сохранялась в точке 216 до конца эоцена. Последующие крупные опускания имели амплитуду около 2300 м.

В средней части Восточно-Индийского хребта была пробурена скв. 214, лежащая в его осевой зоне. Верхи разреза до глубины 323 м сложены монотонными биогенными илами раннеэоцено-четвертичного возраста. Между 323 и 390 м залегают отложения низов раннего эоцена и палеоэоца, представленные глауконитовыми илами и мелом, глауконит-карбонатными алевролитовыми илами и песками с раковинами гастропод. Содержание глауконита в песчаной фракции достигает 72%. Ниже 366 м появляются глауконитовые ракушечки, карбонатные алевролиты с прослоями известняков, имеющими примесь пирокластического материала. Эти морские отложения подстилаются континентальной серией,

образованной перемежающимися лигнитами, мощность прослоев которых колеблется от десятков сантиметров до 4—5 м, туфогенными глинами и лапиллевыми туфами. Суммарная мощность континентальных отложений равна 50 м [32, Borch et al., 1974; 32 A. C. Cook, 1974].

В континентальных образованиях обнаружены пыльца и споры, спектр которых коррелируется с палеоценовыми спектрами Юго-Восточной Азии, Индии, Австралии и Тропической Африки. Микрофлора, описанная на тех же слои, указывает на климатическую обстановку, отличающуюся от климатических условий, существовавших в это время на юго-востоке Австралии и в Новой Зеландии. Согласно данным У. Харриса, северная часть Восточно-Индийского хребта в палеоценовую эпоху уже была отделена от Австралии, но сохраняла еще тесную связь с Индией и Юго-Восточной Азией [32, Harris, 1974].

Осадки субаральной серии, по-видимому, должны относиться к нижнему — среднему палеоцену. Об этом свидетельствует абсолютный возраст лав, подстилающих угленосную пачку, равный по K/Ar (52,9—53,9) ± 0,8 млн лет [32, McDougall, 1974]. Между 440 и 500 м скрыты три потока, разделенные горизонтами лапиллевых туфов и туфогенных глин. Лавы представлены пузырьчатыми и массивными базальтами. По химическому составу они отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов. Базальты двух нижних потоков, вскрытых в скв. 214, не похожи на основные породы океанических островов. Эти базальты наиболее близки по химическому составу к толетам Исландии [32, Nekinjan, 1974; 32, Thompson et al., 1974].

Лавы верхнего потока отличаются от нижележащих базальтов высокой концентрацией кремнекислоты (54—58%), глинозема (15—16%), суммарного железа (11%) и щелочей (3—5% Na и >1% K), и относительно низким содержанием MgO (<3%), CaO (<6%) и TiO<sub>2</sub> (<1—5). Они не похожи ни на океанические, ни на островные базальты и обнаруживают почти полную тождественность андезитам Исландии, что позволило Р. Томсону и др. [32, Thompson, et al., 1974; 32, Frey, Sung Chien Min, 1974] выделить их как «океанические андезиты». Таким образом, магматиты в точке 214 по химическому составу не похожи на океанические; они идентичны толетовым базальтам и андезитам Исландии — области, в пределах которой, по-видимому, до сих пор сохранилась, хотя и сильно трансформированная, континентальная земная кора (см. гл. 2).

В разрезе скв. 214 установлено, что ориентировочно в нижнем — среднем палеоцене (более точная датировка пока невозможна, поскольку возраст субаральных образований устанавливается только по их положению в разрезе) средняя часть Восточно-Индийского хребта была приподнята; здесь развивался основной и средний вулканизм. В среднем — верхнем палеоцене и начале раннего эоцена произошли слабые опускания и на месте, где находится сейчас точка 214, возникла литоральная, а

затем — шельфовая зона. Более заметные опускания, по-видимому, начались в середине раннеэоценового века. Общий размах послераннеэоценовых нисходящих движений в этом районе равен 2100 м. Из них 300 м были компенсированы осадками.

Скв. 253 и 254 были заложены на юге Восточно-Индийского хребта. Обе они располагаются в его приосевой зоне.

В скв. 253 верхние 142 м образованы однообразными биогенными илами, иногда ожелезненными. Они слагают непрерывный разрез в стратиграфическом диапазоне от эоцена до четвертичной системы. Эти илы подстилаются свитой преимущественно пирокластических пород, залегающих в интервале 142—558 м. Верхняя часть ее образована переслаивающимися кокколитоидным и ожелезненным мелом, туфогенными детритусовыми глинами, лапиллевыми туфами и стекловатыми вулканическими пеплами, с лапиллями. Преобладающая роль в этом разрезе принадлежит пепловым накоплениям. Туфогенные образования содержат обильные остатки криноидей, брахиопод, пелелипод, гастропод, морских ежей и мшанок.

На глубине 218—200 м среди пирокластов обнаружен малоумный поток пузырчатых базальтов. Под ними туфогенная свита представлена исключительно стекловатыми лапиллевыми пеплами, иногда приобретающими текстуры, свойственные пескам. В пеплах нижней части свиты встречаются обломки раковин пелелипод, остатки криноидей и мшанок. К отдельным горизонтам приурочены скопления раковин, составляющих около 15% объема пород. По богатой фауне вмещающие слои относят к среднему эоцену [32, Davies et al., 1974]. По данным Б. Мак Келви и А. Флита [32, McKelvey, Fleet, 1974], пирокласты накапливались в неглубоком море при подводных извержениях. По крупным фораминиферам (биотип *Discocyclinids*), максимальная глубина среднеэоценового бассейна не превышала 100—150 м. Мелководная обстановка устанавливается и по среднеэоценовым кокколитофоридам. Формы *Zigolithus dubius*, *Micrantholithus* sp., *Braarudosphaera bigelowi*, *B. discula*, *Pemmarotundum*, *Zygrhablithus bijugatus* и др. свидетельствуют о прибрежном мелководье. В верхнеэоценовых и олигоценовых осадках отмечено увеличение числа представителей родов *Braarudosphaera*, *Micrantholithus* и *Pemmarotundum*, что указывает на постепенное углубление дна палеогенового моря до 600—800 м. По этой навофлоре установлено, что в первой половине кайнозойской точки 253 лежала в субтропической зоне [32, Thierstein, 1974; 32, Burky, 1974].

Таким образом, суммарная амплитуда послераннеэоценовых нисходящих движений в районе точки 253 равна 2300—2400 м. Из них около 400 м были компенсированы вулканокластическими породами, накопившимися в течение среднего эоцена. В верхнем эоцене и олигоцене глубина моря достигала 600—800 м, так что размах послеолигоценовых опусканий не превышал 1300—1500 м.

В приобойной части скв. 253 были вскрыты оливин-пиритовые толеиты, обогащенные железом и характеризующиеся высоким  $\text{FeO/MgO}$ . По своей геохимической характеристике эти базальты близки к породам срединно-океанических хребтов, отличаясь от них только пониженным содержанием редких земель. По заключению Ф. Фрея и Сунг Чен Мина [32, Frey, Sung Chien Min, 1974], базальты здесь, с одной стороны, сходны с базальтоидами Фарерских островов, а с другой — имеют аналоги среди пород Исландии, Срединно-Атлантического хребта и Галапагосских островов.

Абсолютный возраст базальтов из скв. 253 по  $\text{K/Ar}$  равен  $101 \pm 3$  млн. лет, что соответствует альбскому веку [32, Rundle et al., 1974]. Если указанная величина не связана с экстремально высокой потерей аргона, то она свидетельствует о значительном перерыве (примерно 50 млн. лет) между излияниями лав и накоплением пирокластического материала, в течение которого современный Восточно-Индийский хребет в этом месте был поднят над уровнем океана. Однако поскольку базальты испытали значительное изменение, нельзя исключать то, что абсолютный возраст, полученный по  $\text{K/Ar}$ , является искаженным [24, Seidemann, 1977].

Точка 254 располагается на южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Здесь при бурении обнаружена свита биогенных илов, датированных ранним миоценом — голоценом. На глубине 167 м они подстилаются олигоценовыми биогенными илами, которые, в свою очередь, сменяются 186-метровой толщей переслаивающихся биогенных илов, алевролитов, песчаных алевролитов, галечных конгломератов и алевроитов глин. Терригенные осадки содержат глаукоцит. В этой серии обнаружены остатки эндемичных остракод и моллюсков. И те, и другие представлены мелководными формами. Их сообщества близки к одновозрастным биоценозам Африки, Среднего Востока и Индии. Эта фауна позволяет определить возраст вмещающих пород в интервале от раннего миоцена до эоцена. К этим же слоям приурочены обильные хорошо сохранившиеся бентонитовые фораминиферы. Присутствие представителей родов *Elphidium*, *Quinqueloculina*, *Miliammina* и *Baggina* указывает, что этот биоценоз обитал на прибрежном мелководье. По сравнению с миоценовыми в олигоценовых слоях увеличивается число бентонитовых форм, среди которых преобладают *Amphistegina*, обитавшие на небольших глубинах. В нижнемиоценовых отложениях были обнаружены также многочисленные мелководные кокколитофориды — *Braarudosphaera bigelowi*.

Среднетретичные осадки подстилаются паккой перемежающихся алевролитовых глин, глинистых песков, глинистых алевролитов и песков (257—301 м). Верхние горизонты свиты содержат сообщество мелководно-прибрежных фораминифер, идентичное описанному в отложениях нижнего миоцена — эоцена. В нижних обнаружены пыльца и споры наземной растительности,

близкой по составу к палеогеновым флорам Австралии и Новой Зеландии и имеющей мало общего с одновозрастными флорами Ассама и Андаманских островов. По заключению Э. Кемп [32, Kemp, 1974], эти растительные остатки свидетельствуют о накоплении нижних горизонтов терригенной серии в лагунных условиях. На глубине около 280 м терригенные отложения вмещают гналофитовые базальтовые лавы. Ниже, между 301 и 343 м, также вскрыты базальты, сверху — пузырчатые, смешанные вниз брекчированными. Эти породы по химическому составу близки к базальтам океанических островов [32, Davies et al., 1974; 32, Kempe 1974; 32, Frey, Sung Chien Min, 1974]. Абсолютный возраст этих лав равен  $49 \pm 5$  млн. лет [32, Rundle et al., 1974], а потому терригенная серия, залегающая в основании осадочной толщи точки 254, может быть отнесена к эоцену.

По разрезу скв. 254 устанавливается, что на юге Восточно-Индийского хребта в течение олигоцена и эоцена существовало неглубокое (до 200 м) море. Появление в разрезе нерасчлененных среднетретичных отложений моллюсков родов *Dentalium* и *Nucula*, приуроченных к интервалу 228—235 м, свидетельствует о том, что временами даже этого бассейна погружалось до глубин верхней батиаии. К концу олигоцена — началу раннего миоцена участок в районе точки 254 опустился на 500—600 м. Суммарный размах последолигоценовых нисходящих движений южной части Восточно-Индийского хребта равен 1300—1400 м.

На субширотном *Западно-Австралийском хребте* была пробурена скв. 255. Она прошла биогенные нано-фораминиферные или позднемioen-четвертичного возраста, ниже которых на глубине 61 м залегают со стратиграфическим несогласием среднеэоценовые гравий с обильными обломками раковин моллюсков и фораминифер и глаукоцитосодержащий мел (61—70 м). Эти слои ложатся с угловым и стратиграфическим несогласием на сантонские кремнистые сланцы и известняки с глаукоцитом. В известняках встречены пелециподы (*Inoceramus*). Вскрытая мощность верхнемеловых осадков равна 38 м [32, Davies et al., 1974].

Присутствие в позднемеловых породах глаукоцита, обломков криноидей и раковин моллюсков доказывает формирование этих пород в неритовой зоне. Популяция планктонных фораминифер, описанная из тех же слоев, указывает на обстановку неглубокого открытого моря [32, Herb, 1974].

Кокколитофориды, обнаруженные в сантонском ярусе, содержат мелководные формы (*Braarudosphaera bigelowi*, *Kamptnerius magnificus*). Сообщество сантонских кокколитофорид (скв. 255) сходно с верхнемеловыми популяциями подводного плато Натуралиста и бассейна Перт, обитавшими на небольших глубинах [32, Thierstein 1974].

Возможно, что между концом позднего мела и средним эоценом хребет испытывал поднятие и в его пределах располагалась область размытия. Именно такой точки зрения придерживается

П. Кент [32, Kent, 1974]. Он объяснил природу несогласий, установленных в точке 255, поднятием и эрозией. Опускания возобновились в среднем эоцене. Присутствие в разрезе этого яруса раковин моллюсков, глауконита и грубообломочных пород указывает на то, что среднеэоценовая седиментация происходила в пределах шельфа.

Таким образом, в средней части Западно-Австралийского хребта крупные опускания начались не раньше конца среднеэоценового века. Их общий размах составил 1000—1100 м.

В скв. 258, расположенной на плато *Натуралиста*, вскрыта 19-метровая пачка четвертичных фораминиферо-коколлитовых и коколлитовых илов. Между 47 и 57 м установлены глауконит-содержащие биогенные илы плиоценового возраста, а на глубине 85—95 м — позднемiocеновые илы с глауконитом. В интервале 95—123 м керн не отбирался. Ниже (123—240 м) залегают сантон-коньякские отложения, представленные кремнями с остатками пелеципод (*Inoceramus*), мелом и кремневыми известняками. Они подстилаются коколлитовым мелом (240—263 м), датированным тувроном. Семонанский ярус (263—272 м) представлен глинами, ожелезненным коколлитовым мелом, с вкраплением пирита; средний и верхний альб — преимущественно ожелезненными глауконитсодержащими глинами с подчиненными прослоями детритусовых биогенных глин (282—444 м). Эти слои ложатся на нижнемеловые ожелезненные глины с доломитом и глауконитом. В глинах отмечены тонкие пласты глауконитовых песков [32, Davies et al., 1974].

Плankтонные и бентосные фораминиферы из нижнемеловых слоев скв. 258 указывают на значительную глубину равнемелового океана. Его ложе располагалось ниже уровня карбонатной компенсации, т. е. находилось на глубине близкой к современной [32, Herb, 1974]. В альбском веке начались поднятия. Альбские коколлитифориды, по-видимому, обитали в открытом море, более глубоко, чем шельфовое море Пертского залива. В позднемеловую эпоху в районе точки 258 установилась мелководная обстановка. Верхнемеловая наофлора из скв. 258 близка к флоре Тетис и бассейна Перт.

Крупный перерыв, фиксируемый в разрезе скв. 258 (между верхним мелом и верхним миоценом), может быть связан либо со значительным послевеернемеловым опусканием плато *Натуралиста* и подводным размывом, либо с поднятием и субэаральным размывом. Б. Луйендайт и Т. Девис [32, Luyendyk, Davies, 1974] объясняют этот перерыв деятельностью циркулярного подводного течения в эпоху, когда Антарктида и Австралия были сдвинуты. Однако в этом объяснении явно перепутаны причина и следствие, поскольку была близость этих континентов не очевидна и требует специального обоснования. В то же время следует обратить внимание на синхронность стратиграфических перерывов в точке 258 и прогибе Перт Западной Австралии [32, Veever, Johnstone, 1974], которая может свидетельство-

вать о принадлежности бассейна Перт и плато *Натуралиста* к единой эпиконтинентальной зоне, испытывавшей в позднем мезозое и кайнозое одновременные и однонаправленные вертикальные движения.

Другой фактор, также указывающий на возможную связь палеоген-среднемiocенового перерыва с поднятиями вблизи точки 258, — присутствие в верхнемiocеновых слоях *Braarudosphaera bigelowi* [32, Thierstein, 1974] — формы, обитавшей в неперитовой зоне и верхней батииали.

Амплитуда послеравнемелового поднятия плато *Натуралиста* в точке 258 определяется в пределах 2200—2300 м. Послевеернемеловые (или послемiocеновые) нисходящие движения оцениваются примерно той же величиной.

Вторая скважина, пробуренная на плато *Натуралиста* (264), характеризуется разрезом, верхняя часть которого близка к установленному в скв. 258. Здесь вскрыты четвертичные, плиоценовые и верхнемiocеновые биогенные илы суммарной мощностью 32 м. Они залегают со стратиграфическим несогласием на эоценовых нановых илах, смешавшихся вниз нановым мелом (32—165 м). Ниже установлены среднепалеоценовые отложения, представленные глинистым мелом (165—168 м). Эта маломощная пачка отделена перерывом от пород кампанского (или сантонского?) яруса — мела и лежащих под ним конгломератов. Конгломераты образованы хорошо окатанной галькой (размером от 0,3 до 6,0 см) базальтов, базальтовых стекол, витрофированных андезитов, дацитов, риодацитов и риолитов. Заполнителем является грубозернистый песок (165—196 м). В призобойной части скважины, между 196 и 215,5 м, обнаружены перемежающиеся подушечные базальтовые лавы и прослой конгломератов, галька которых представлена исключительно базальтами [32, Hayes et al., 1975; 32, Ford, 1975].

Бентосные фораминиферы, собранные из верхнемеловых слоев, указывают на обстановку открытого моря. Увеличение числа донных форм в эоценовых осадках связано с некоторым уменьшением глубины бассейна [32, Hayes et al., 1975].

Предположительная амплитуда нисходящих послеоценовых движений в точке 264 может быть определена в пределах 1500—2500 м.

Выводы. 1. Наиболее древние осадки, вскрытые при глубоководном бурении в северо-восточной части Индийского океана, по своей фациальной принадлежности (глубине формирования) сходны с отложениями северо-запада океанической акватории.

К первой, неоген-четвертичной, возрастной группе относится только точка 262, лежащая на дне Тиморского желоба. В ней плочен представлен мелководной фацией, свидетельствующей о крайней молодости желоба, разделяющего Австралию и острова Тимор и Флорес.

Во второй, палеогеновой, возрастной группе находится пять точек, расположенных в Кокосовой (213) и Центрально-Индий-

ской (215) котловинах, а также на Восточно-Индийском хребте (214, 253 и 254). В четырех из них (213, 214, 253 и 254) палеоценовые или эоценовые отложения формировались либо на шельфе, либо в открытом море с глубинами, не превышавшими 600—1000 м. Только в точке 215 палеоценовые осадки накапливались на глубинах близких к современным. Характерно, что последняя точка лежит за пределами зоны, границы которой определяются современными Восточно-Индийским и Западно-Австралийским хребтами.

К третьей возрастной группе относятся 12 скважин. Они достигли верхне-нижнемеловых отложений, залегающих либо в пределах нынешних абиссальных котловин (211, 212, 256, 257, 259, 260, 263), либо на хребтах и подводном плато Натуралиста (216, 217, 255, 258, 264). Почти во всех скважинах, за исключением скв. 258, древнейшие вскрытые отложения представлены мелководными фашиями. В скв. 264 наиболее древние, доальбские слои слагаются породами, накапливавшимися на глубинах близких к современным. Вверх по разрезу они сменяются мелководными фашиями позднемелового времени.

Четвертая возрастная группа представлена точкой 261. В ней обнаружены кимеридж-титонские мелководные и глубоководные отложения, которые сменяются осадками валажинина, накапливавшимися в мелководной обстановке. Таким образом, район точки 261, лежащий в пределах Северо-Австралийской котловины, как и участок вблизи точек 258 и 264, расположенный на плато Натуралиста, испытали двукратное погружение на океанические глубины. Нисходящие движения в этих трех точках были разделены поднятиями, приходящими в точку 261 на конец поздней юры — несома, а в 258 и 264 — на поздний мел и палеоген. Разрезы скв. 258, 261 и 264 указывают на то, что формирование океанических структур не всегда происходит прямолинейно и однонаправленно. В некоторых случаях этот процесс становится прерывистым, осложняется крупными восходящими движениями. Природа таких отклонений пока не выяснена.

Распределение мелководных отложений, вскрытых скважинами в северо-восточной части Индийского океана, по возрастным группам показывает, что крупные опускания земной коры в этой части современной океанической акватории приобрели региональный характер в середине палеогенового периода. Это сблизает северо-восток и северо-запад океана. Очевидно, можно считать, что вся северная половина Индийского океана возникла примерно во второй половине палеогена.

2. Во всех скважинах, расположенных главным образом на востоке современных Северо-Австралийской и Западно-Австралийской котловин, были вскрыты литологически однотипные серии, представленные в основном глинистыми породами. В точках 212, 256, 257, 259, 260, 261 и 263 эти отложения имеют возраст от верхней юры до эоцена, но преимущественное накопление глин происходило в ранне- и позднемеловую эпохи.

Глинистый состав меловых и раннекайнозойских осадков в современных глубоководных котловинах, по мнению П. Робинсона и других исследователей [32, Robinson et al., 1974], свидетельствует, что к западу от Австралии уже в раннемеловую эпоху существовал глубоководный океан. Биоценозы мелководных фораминифер, приуроченные к этим отложениям, П. Робинсон и его коллеги считают, вопреки заключению В. Шейбировой, перетолженными.

Однако мнение П. Робинсона и др. противоречит ряду фактов и может быть оспорено. Во-первых, якобы аллохтонные бентосные фораминиферы, по данным В. Шейбировой [32, Schejbeirova, 1974], образуют отчетливые мелководные сообщества, близкие к однообразным популяциям, обитающим в заводном мелководных бассейнах, располагавшихся в Западной Австралии, а остатки фораминифер отличаются хорошей сохранностью. Во-вторых, эти фораминиферы ассоциированы с макрофауной (гастропода, педиципиды, остракоды) и с мелководной наофлорой, аналогичными развитым в меловых и раннекайнозойских прогибах Австралии. В-третьих, к горизонтантам с мелководной фауной и флорой приурочены прослойки глауконитоносных пород. В-четвертых, и это, пожалуй, наиболее важно — мелководная фауна, флора и глауконит во всех точках без исключения занимают строго определенное стратиграфическое положение и не проходят выше эоцена (в точке 260 — олигоцена). Их ограниченное вертикальное распространение невозможно объяснить, приняв точку зрения П. Робинсона и др. о глубоководной природе глинистых отложений. Особенно это относится к точкам 259, 260, 261 и 263, лежащим у подножия современного континентального склона, т. е. в позиции, совершенно исключающей прекращение сноса материала с шельфа в прилегающие к нему абиссальные зоны. В-пятых, при поисковом бурении, проводившемся на шельфе Северо-Западной Австралии, установлено, что в большинстве скважин меловые и раннепалеогеновые отложения представлены, как и в современных абиссальных зонах, преимущественно глинистыми осадками, а в некоторых скважинах образованы ими нацело [47, Martison, McDougall, Kaye, 1973].

Поэтому позднемезозойско-раннекайнозойские глинистые отложения нынешних абиссальных котловин нельзя считать глубоководными. Региональное накопление в мелу и раннем палеогене тонкообломочных терригенных отложений, по-видимому, происходило в обширном эпиконтинентальном море, располагавшемся в пределах современных акваторий Кокосовой, Северо-Австралийской и Западно-Австралийской котловин при весьма слабых поднятиях прилегающей суши.

Вывод о мелководном генезисе тонкообломочных позднемеловых и палеогеновых отложений точек 257, 258, 259, 260, 261 и 263 совпадает с заключением Ю. М. Пуцаровского и П. Л. Безрукова [10], которые считали, что эти скважины находятся в пределах новообразованных позднемезозойских — раннекайно-

ских глубоководных котловин, сформировавшихся на месте мелководных зон, а отчасти, возможно, и на месте древней суши.

3. Мелководная фауна и флора, установленные в большинстве скважин северо-восточной части Индийского океана, обнаруживают значительное сходство с однообразными фаунами и флорами зоны Тетис, Индостана, Северной Африки и Юго-Восточной Азии. При этом наиболее отчетливо устанавливается общность позднемезозойской и раннекайнозойской фауны и флор этих областей, тогда как позднекайнозойские обнаруживают значительные различия.

Эти соотношения прямо противоположны тем, какие можно ожидать, основываясь на мобилистской палеогеографии, так как оказывается, что в эпоху, когда Австралия была сдвинута с Антарктидой и отделена от зоны Тетис широким и глубоким океаном, мелководная фауна и флора, обитавшие в омывавших ее с запада водах, каким-то образом сообщались с однообразными мелководными биоценозами зоны Тетис. Когда же Австралия отделилась от Антарктиды и приблизилась к Евразии, связи австралийской и азиатской фауны и флор если не нарушались полностью, то чрезвычайно ослабели.

Сходство древних фауны и флор Австралии, северо-восточной части Индийского океана и зоны Тетис указывает на нереальность мобилистских реконструкций и подтверждает существование в прошлом в акватории северо-востока Индийского океана неглубокого обширного эпиконтинентального моря.

4. Тропическая и субтропическая наофлора, описанная в миоценовых отложениях точки 254, расположенной на крайнем Восточно-Индийском хребте, согласно мобилистским реконструкциям, должна была обитать между 45 и 50° ю. ш., примерно на широте современного о-ва Кергелен. Такое географическое положение миоценовой тропической наофлоры также не согласуется с мобилистской палеогеографией.

5. Сква. 211, 213 и 260, лежащие в пределах Кокосовой и Западно-Австралийской котловин, достигли магматических пород, в той или иной степени отличающихся от базальтов срединно-океанических хребтов. Особенно не похожи на срединно-океанические базальты амфиболитовые базальты (или магматические амфиболиты?) точки 211. Высокощелочные базальты точки 213 и 260 не похожи и на породы срединно-океанических хребтов.

Еще более резко отличаются от океанических базальтов магматиты, вскрытые на Восточно-Индийском хребте в сква. 214 и 216. В первой были обнаружены основные породы, близкие к толеитовым базальтам Исландии и Фарерских островов и несопоставимые с базальтами срединных хребтов по содержанию Fe, Ti, K, Ba, Cu, Sr, Zr (более высокому) и Ca, Mg, Cr и Ni (более низкому). Эти породы не похожи также на магматиты океанических островов. Кроме того, в точке 214 были вскрыты андезиты (по Р. Томпсону — «океанические андезиты»).

Наконец, в точке 264, на плато Натуралиста, были установлены кампанские (или сантонские) конгломераты, образованные гальками базальтовых стекол, базальтов, андезитов, дацитов, ридзитов и риолитов.

Как показывает этот перечень, в акватории всех крупных подводных структур северо-востока Индийского океана нередко магматические образования, в той или иной мере отличающиеся от океанических базальтов. Кроме того, здесь же встречены породы (амфиболиты, андезиты, риолиты и дациты), крайне нехарактерные для океанических акваторий.

Все это позволяет предположить, что в северо-восточной части Индийского океана процесс преобразования континентальной коры в океаническую завершился сравнительно недавно, а на хребтах и подводных плато, возможно, еще не окончился и к настоящему времени. Породы, отличающиеся по своему составу от типично океанических, по-видимому, свидетельствуют о былом развитии в акватории северо-востока Индийского океана континентальной коры.

7. Толеитовые базальты, андезиты и амфиболиты, отличающиеся от пород срединно-океанических хребтов, на северо-востоке Индийского океана соседствуют с магматитами, неотличимыми от базальтов срединно-океанических хребтов. Породы этих двух групп встречаются в пределах одних и тех же структур — на подводных хребтах и на абиссальных равнинах.

Это обстоятельство, возможно, указывает на генетическое родство рифтовых и безрифтовых структур и на близость глубинных процессов, которые генерируют под ними магму.

Кроме того, присутствие на безрифтовом Восточно-Индийском хребте магматитов, неотличимых от базальтов океанических рифтов, по-видимому, указывает на то, что связь последних со срединно-океаническими хребтами отнюдь не обязательна. Так называемые «горячие точки», якобы располагающиеся под литосферной плитой мигрирующей от порождающего ее срединно-океанического рифта, не объясняют совместное нахождение в пределах одних и тех же структур океанических базальтов, андезитов и амфиболитов.

8. На плато Натуралиста были вскрыты верхнемеловые конгломераты с галькой кислых и средних пород. Эти характерные для геосинклинальных зон и островных дуг магматиты в пределах Западной Австралии отсутствуют. В районе Бенбери (прог. Берт) известны базальты, близкие к подстилающим верхнемеловые отложения в сква. 264, но кислые и средние вулканы там не встречены. При бурении в бассейне Перт обнаружены щелочные магматиты неустановленного возраста, резко отличающиеся от обнаруженных в точке 264.

Кислые и средние эффузивы мелового возраста плато Натуралиста не имеют аналогов и в Антарктиде. На плато Уайлкс установлены центры кайнозойского магматизма, но кислых и средних пород мелового возраста в районе нет.

Стремясь объяснить присутствие на плато Натуралиста кислых магматитов, А. Форд [32, Ford, 1975] приходит к сомнительной реконструкции М. Ридда, Виверса и других сторонников мобилистской концепции [40, Ridd, 1971; 40, Veivers et al., 1971]. Согласно построениям М. Ридда, плато Натуралиста в конце мезозоя представляло часть Индонезийской островной дуги, подошедшей к нему с северо-запада таким образом, что с Юго-Западной Австралией оказывались сближенными современные острова Тимор и Флорес. Столь необычная палеогеография приводит к серьезным осложнениям: вся восточная половина Калимантана попадает в пределы прогиба Каннинг и бассейна Каллагайн, т.е. перекрывает Западную Австралию почти на 1000 км с запада на восток и на 1200 км с юга на север. Однако эта реконструкция совершенно не считается с реальной геологической обстановкой. С ее помощью нельзя объяснить присутствие на плато Натуралиста средних и кислых магматитов, поскольку разрезы, установленные в его пределах, свидетельствуют, что в обозримом геологическом прошлом островодужных структур на подводном плато не было и быть не могло.

Также бездоказательна и реконструкция Д. Виверса и др. На ней современное западное побережье Австралии сдвинуто с восточным Индостаном, а между ними с севера на юг цепочкой располагаются о-в Шри-Ланка и плато Натуралиста. Не обсуждая деталей этой палеогеографической схемы, отметим, что совмещение в одну структуру Шри-Ланки и плато Натуралиста не объясняет генезиса кислых вулканических пород в пределах последнего.

Наконец, на реконструкции Р. Дица и Дж. Холдена [40, Dietz, Holden, 1970] южный край Австралии сдвинут с Землей Антарктиды, а западный — граничит с «древней океанической корой», якобы располагавшейся в акватории современной Западно-Австралийской котловины. На этой реконструкции верхнемеловые кислые и средние вулканы плато Натуралиста можно было бы отнести к границе континента и океана, если бы такая граница существовала в прошлом. Однако при глубоководном бурении, проведенном в акватории северо-восточной части Индийского океана, установлено, что Северо-Австралийская, Кокосовая и Западно-Австралийская котловины являются очень молодыми структурами. Многочисленные признаки свидетельствуют, что на северо-востоке Индийского океана еще сравнительно недавно существовали эпиконтинентальные моря, но нет ни одного факта, который бы точно указывал на присутствие в этой акватории древней океанической коры. Эти замечания в равной мере относятся и к реконструкциям М. Ридда, Д. Виверса и др.

9. В центре абиссальной равнины Перт (точка 257) глубоководная скважина достигла базальтовых лав, с абсолютным возрастом  $157 \pm 5 - 174 \pm 9$  млн. лет, что соответствует страти-

графическому интервалу от тоара до оксфорда. Эти породы извлечены в наземных условиях.

Отметим, что эти лавы по своему возрасту близки к диабазам Антарктиды [147—163 млн. лет] и Тасмании (167 млн. лет) [35, McDougall, 1963]. Если учесть, что во всех скважинах магматические породы, развитые на северо-востоке Индийского океана, подстилают мелководные осадки, можно считать, что крупные опускания земной коры возникли только после внедрения или излияния основной магмы. Эти нисходящие движения начинались не сразу после завершения магматической деятельности, а с некоторым запозданием.

Не исключено, что юрские магматиты развиты в этой части Индийского океана достаточно широко. В частности, можно предположить их присутствие в точках 261 (Северо-Австралийская котловина) и 258 (плато Натуралиста), испытавших значительные опускания в позднеюрскую эпоху (первая и в некоем (вторая)). Эти опускания, возможно, связаны с раннеюрским магматизмом в Северо-Австралийской котловине и позднеюрским на плато Натуралиста.

Однако основной магматизм юрского времени не привел к полной деформации континентальной коры в пределах этих структур. Позднее они испытали крупное поднятие, а окончательное погружение их с формированием океанической коры произошло на плато Натуралиста после эоцена, в Северо-Австралийской котловине в конце мела.

10. Многочисленные косвенные данные, указывающие на существование в прошлом в пределах северо-восточной части Индийского океана обширного региона с корой континентального или субконтинентального типа, подтверждаются присутствием такой коры под Западно-Австралийским хребтом.

При сейсмическом зондировании вдоль субиротного профиля от Западно-Австралийского хребта до плато Натуралиста выявлено, что под Западно-Австралийским хребтом находится кора мощностью около 21 км [35, Francis, Raitt, 1967]. Скоростной разрез этой коры аналогичен скоростным разрезам континентальных областей. Под осадками, характеризующимися скоростями распространения преломленных волн 2,3 и 4,7 км/с, на глубине около 5 км залегает слой с граничной скоростью 5,8 км/с. Он подстилается горизонтами с граничными скоростями 6,1 и 6,4 км/с. Суммарная мощность этих слоев, характеризующихся сейсмическими скоростями, типичными для гранито-гнейсового горизонта континентальной коры, равна 10 км. В основании разреза лежит слой с граничной скоростью 7,2 км/с, вполне сопоставимой со скоростями грануло-базитового слоя. Его мощность равна 6 км.

Судя по батиметрическим картам и сейсмическим данным [5, 19, М. Ewing, Eittrheim et al., 1969; 32, Markl, 1973], Западно-Австралийский хребет представляет собой обширное подводное плато — своего рода гигантскую кузцу, полого возды-

мающаяся в южном направлении, а затем обрывающаяся 2—4-километровым уступом к глубоководному желобу Оби, протягивающемуся вдоль его подножия.

В результате сейсмопрофилирования на гребне этой моноклиальной морфоструктуры и последующего бурения в точке 255 установлено, что развитые здесь верхнемеловые осадки наклонены на север и срезаны, а на них с угловым несогласием и разрывом налегают эоценовые слои. Такие соотношения указывают, что в предэоценовое время гребень хребта лежал над уровнем моря и размывался. Сопоставляя разрезы скв. 212, 255 и 256, можно допустить, что верхнемеловые (или доверхнемеловые?) базальты (212) и альбские базальты (256) перекрывают осадочную толщу, стратиграфические аналоги которой в точке 255 лежат ниже разреза, пройденного скважиной. Это предположение как будто подтверждается данными сейсмопрофилирования между точками 255 и 256 [32, Luyendyk, 1974]. На профиле прослеживается два осадочных горизонта, которые могут быть идентифицированы с верхнемеловыми (вскрытыми скв. 255) и более древними осадками. Похоже, что базальт скв. 256 залегает между этими осадочными свитами, и тогда нижняя может быть условно отнесена к раннему мелу. Некоторая неуверенность этого заключения обусловлена тем, что непосредственно перед точкой 256 расположена зона разлома, которая исключает возможность проследить обе осадочные свиты до разреза скв. 256.

Если это предположение подтвердится, то придется признать, что ранне- и позднемеловые базальты, широко развитые в пределах Западно-Австралийской котловины, представляют собой не верхний составляющий океанической коры, а колоссальный покров, сходный с платобазальтовым. Этот покров, залегающий на доверхнемеловых отложениях, мог формироваться в пределах древнего ныне опущенного континента.

11. При глубоководном бурении на северо-востоке Индийского океана выяснено, что переход от мелководной обстановки к глубоководной в большинстве случаев был очень резким и занимал небольшие в геологическом отношении отрезки времени. Оставаясь перед этим в течение десятков миллионов лет поднятым, ложе океана испытывало затем очень быстрое опускание. Возможно, такие интенсивные и крупномасштабные опускания возникли только после того, как континентальная кора достигала некоторого критического уровня насыщения основными магматическим материалом.

12. В разрезах 217, 214 и 216, расположенных в северной части Восточно-Индийского хребта, по данным Э. Пимма и других исследователей [24, Pimpm et al., 1974], отмечено закономерное омоложение фаций при движении с севера на юг. В точке 217 рифогенные лагунные и мелководные отложения накапливались в кампане — маастрихте. Южнее мелководные фации датируются палеоценом. В точке 214 литоральные отложения

имеют палеоцен-эоценовый возраст. В этой же точке в основании разреза вскрыты континентальные отложения. В соответствии с омоложением мелководных осадков в направлении от точки 214 к точке 216 изменяется и возраст базальтов, определенный по K/Ar от 54 до 64 млн. лет.

Все это свидетельствует о том, что крупные опускания в пределах Восточно-Индийского хребта возникли прежде всего (еще в маастрихте) на севере его. В последующем нисходящие движения распространялись постепенно вдоль хребта в южном направлении.

#### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В этой части океана бурение проводилось во время 28-го и 29-го рейсов «Гломар Челленджера», в течение которого было пробурено восемь скважин (табл. 22, рис. 12).

Таблица 22

Точки глубоководного бурения в акватории юго-восточной части Индийского океана

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		дни	забой	
Австрало-Антарктическое поднятие				
265	53°32' ю. ш., 109°56' в. д.	3581	462	Средний миоцен
Австрало-Антарктическая котловина				
266	56°24' ю. ш., 110°06' в. д.	4167	384	Ранний миоцен
267	59 16 » », 104 29 » »	4539	323	Поздний эоцен или ранний олигоцен
268	63°56' ю. ш., 105°09' в. д.	3529	474	Средний олигоцен
269	61 40 » », 140 04 » »	4282	958	То же
Ожало-Австралийская котловина				
280	45°57' ю. ш., 147°14' в. д.	4176	524	Ранний эоцен
281	47 59 » », 147 50 » »	1591	169	Поздний эоцен
282	42 14 » », 143 29 » »	4202	310,5	То же

Скв. 265 расположена на южном фланге Австрало-Антарктического поднятия — крупного пологого свода, ширина которого около меридиана 110° в. д. достигает 1000 км. Это поднятие, входящее в глобальную систему срединно-океанических хребтов, соединяет Центрально-Индийский хребет и Тихоокеанско-Антарктическое поднятие. На физиографической карте Индийского океана, составленной В. Хизеном и М. Тарп [24, Heezen, Tharp, 1964], в пределах этого поднятия показана отчетливо выраженная рифтовая долина. Однако на более поздней батиметрической карте юго-востока Индийского океана [30, Hayes, Conolly, 1971] на Австрало-Антарктическом поднятии рифтовая долина выделяется не очень отчетливо.

Разрез, вскрытый в скв. 265, представлен палеоцен-четвертичными диатомовыми илами (370 м), под которыми лежат

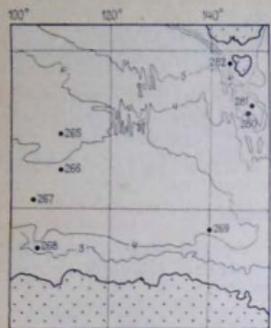


Рис. 12. Точки глубоководного бурения в юго-восточной части Индийского океана

120—135 млн. лет. Между тем на многих реконструкциях, в том числе и на опубликованных недавно схемах Б. Луйендайк и У. Ренника [24, Luyendyk, Rennick, 1977], начало расклевывания этих материков относится к периоду 53—32 млн. лет назад (средний эоцен — поздний олигоцен).

Таким образом, абсолютная продолжительность расплывания Антарктиды и Австралии, рассчитанная по возрасту базальтов точки 265, который, в свою очередь, был определен по линейной магнитной аномалии, и время начала раздвижения тех же континентов, устанавливаемое по векторам остаточного намагниченности, оказываются резко различными. Этот феномен может быть истолкован по-разному.

Во-первых, можно предположить, что скорость раздвижения Австралии и Антарктиды не была постоянной. Она была значительной в досреднемиоценовое время и резко уменьшилась, начиная со среднего миоцена. Это как будто подтверждается датировками базальтов из скв. 266 (25—27 млн. лет) и 267 (41 млн. лет). Однако следует подчеркнуть, что эти цифры получены по полосовым магнитным аномалиям, а не прямым определением абсолютного возраста базальтов. Эти величины нельзя считать доказанными, поскольку магнитные аномалии часто датируются либо на основании определения абсолютного возраста базальтов, либо по возрасту осадков, перекрывающих базальты.

Во-вторых, может быть, что возраст магнитной аномалии в точке 265, а следовательно, и базальтов был определен с очень большой погрешностью.

Наконец, в-третьих, не исключено, что палеогеографические

верхне-среднемиоценовые наноилы и мел (75 м). На глубине 445 м скважина достигла лав микропорфитовых базальтов (445—462 м) с подушечной отдельностью. Эти лавы отличаются от пород срединно-океанических хребтов повышенным содержанием  $K_2O$ . Возраст базальтов, по палеомагнитным данным, равен 12—15 млн. лет [32, Hayes et al., 1975; 32, Ford, 1975; 32, Lowrie, Hayes, 1975].

Если принять эту датировку для базальтов, лежащих в пределах срединного поднятия, и считать, что скорость раздвижения Антарктиды и Австралии с момента их расклевывания была постоянной, то для достижения ими современного положения потребовалось бы

схемы и палеотектонические реконструкции, базирующиеся на палеомагнитных данных, являются искусственно сконструированными и не отражают обстановки прошлого.

Точка 266 лежит в пределах Австрало-Антарктической котловины. В ней установлены плиоцен-четвертичные диатомовые илы и глины, сменяющиеся на глубине 148 м переслаивающимися наноилами, глинами, диатомовыми илами и диатомовыми глинами общей мощностью 105 м. Эти слои датированы поздним и средним миоценом. Ниже лежат более древние илы, мел и алевролиты, отнесенные к низам среднего миоцена и нижнему миоцену (253—375 м). В интервале 370—384 м вскрыты стекловатые вариолитовые базальты. Эти породы отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов повышенным содержанием  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и Fe и пониженным  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$  и  $Na_2O$ , что, по мнению А. Форда, обусловлено вторичными процессами палагонитизации. Возраст этих пород определен по полосовым магнитным аномалиям и равен 25—27 млн. лет [32, Hayes et al., 1975; 32, Ford, 1975].

Фауна и флора, собранные в скв. 265 и 266, показывают, что океаническое ложе в пределах Австрало-Антарктического поднятия и лежащей к югу от него одноименной котловины располагалось с миоцена на глубинах близких к современным.

Скв. 267 была забурена в центральной части Австрало-Антарктической котловины. Она прошла 4 м плиоцен-четвертичных красных глин, а между 42 и 99 м вскрыла миоценовые глины. С глубины 127—137 м были подняты наноилы нижнего миоцена — верхнего олигоцена, а со 165—175 м — мел среднеэоценового возраста. В интервале 313—323 м вскрыты верхнеэоценовые известняки, содержащие многочисленные планктонные и менее обильные бентосные фораминиферы. Среди последних отмечены крупные формы (*Lenticulina*). Бентосные фораминиферы и остракоды, а также резкое преобладание планктонных фораминифер, составляющих 95% их массы, указывают, что в позднем эоцене в точке 267 океаническое ложе располагалось выше уровня карбонатной компенсации. Судя по присутствию острачков, глубина позднеэоценового океана в точке 267 не превышала 1000—1500 м [32, Perch-Nielsen, 1972]. Отсюда амплитуда послеэоценовых нисходящих движений в этой точке должна равняться 3200—3500 м.

Верхнеэоценовые известняки вмещают 2-метровый пласт лавы базальтового состава, кровля которого лежит на глубине 319 м [32, Hayes et al., 1975; 32, Ford 1975].

Скв. 268 расположена южнее абиссали Австрало-Антарктической котловины, на континентальном склоне Антарктиды. В ней было пройдено 37 м диатомовых илов и глин четвертичного возраста, а на глубине 56 м вскрыты плиоценовые глины. Между 113 и 294 м установлены переслаивающиеся глины, содержащие эвратический материал, наноилы и глинистые алевролиты плиоцена. Между 303—360 м залегают нижнемиоцен-верх-

неолигоценовые глины, иногда алевроитовые, сменяющиеся 10-метровой пачкой переслаивающихся алевроитовых глин и кремней, отнесенных к позднему олигоцену. Они подстилаются свитой глин с прослоями кремней, возраст которой условно определен среднеолигоценовым.

Фораминиферы, обнаруженные в олигоценовых осадках, указывают на то, что глубина формирования этих отложений была меньше современной. Однако в любом случае она располагалась ниже уровня карбонатной компенсации. С некоторым допущением можно принять, что океаническое ложе в точке 268 оставалось стабильным в течение всего послераннеолигоценового времени [32, Hayes et al., 1975].

Скв. 269 пробурена в восточной части Австрало-Антарктической котловины. В ней установлены четвертичные диатомовые илы, пески и глинистые алевролиты (0—4 м), алевроитовые глины плиоцена (46—100 м), подстилаемые мощной (850 м) толщей миоцен-среднеолигоценовых (или более древних) глин и алевроитовых глин с прослоями тонкозернистых песков. Пески содержат (%) около 36 слюд, 7 хлорита, 29 кварца и 17 полевого шпата. Фораминиферы, обнаруженные в олигоценовых осадках, снесены в точку 269 с шельфа или континентального склона. Глубина океана в точке 269, по-видимому, оставалась стабильной со среднего олигоцена. Опускание океанического ложа компенсировалось накоплением осадочной серии почти километровой мощности [32, Hayes et al., 1975].

Три скважины (280—282) пробурены в восточной части Южно-Австралийской котловины вблизи континентального склона Тасмании, у подножия и на поверхности подводного плато Милл.

Первая из них, расположенная южнее плато Милл, прошла маломощные (1 м) плейстоценовые алевроитовые глины, под которыми лежат глины и илы плиоцен-позднеолигоценового возраста. По данным Дж. Кеннетта и др. [32, Kennett et al., 1975], отложения верхнего миоцена подстилаются залегающими со стратиграфическим несогласием переслаивающимися илами, глауконитовыми детритусовыми глинистыми алевролитами (содержащими около 15% глауконита) и глауконитсодержащими диатомовыми илами (38—101 м) нижнего олигоцена. Под ними (101—177 м) обнаружены нижнеолигоцен-верхнеэоценовые диатомовые детритусовые глины с глауконитом, известняки, глауконитовые глинистые алевролиты, глауконитовые аргиллиты. Между 196 и 519 м в скважине вскрыты верхне-среднеэоценовые глины, аргиллиты, глинистые алевролиты, песчаные алевролиты и песчаники, большей частью глауконитовые. В призабойной части разреза лежат три пластовые залежи (или апыфы более крупного силла) субфириновой серпентинизированного лабродоритового базальта, разделенные слюдяно-кварцевыми аргиллитами и слюдяно-кварцевыми песчаными алевролитами. Базальты содержат ксенолиты осадочных пород того же состава. По хими-

ческому составу эти базальты близки к породам срединно-океанических хребтов [32, Schilling, Ridley, 1975].

По известковой нанофлоре перерыв в разрезе в скв. 280 приходится на плиоцен и поздний — средний миоцен [32, Edwards, Perch-Nielsen, 1975], а накопление эоценовых и олигоценовых осадков происходило на глубинах меньших, чем глубины уровня карбонатной компенсации [32, Edwards, Perch-Nielsen, 1975]. Обильный глауконит в палеогеновых слоях указывает на то, что в раннем кайнозое глубина моря в точке 280 была значительно меньшей глубины уровня карбонатной компенсации. По данным С. Марголиса [32, Margolis, 1975], терригенные отложения разреза 280 формировались в пределах континентального склона, недалеко от области размыва. Судя по глаукониту, глубина эоценового моря в точке 280 не превышала первых сотен метров [38, Pottinga, 1976]. Это означает, что за послеоэоценовое время в этой точке произошло опускание примерно на 4000—4200 м.

Альтернативное решение было предложено У. Дадли и С. Марголисом [32, Dudley, Margolis, 1975], которые предположили, что глауконит из разреза скв. 280 не является аутигенным, а возник в результате преобразования терригенной биотиты. Это предположение требует специального обсуждения (см. заключительную часть раздела).

Абсолютный возраст глауконита из эоценовых отложений точки 280 по К/Аг соответствует  $15,7 \pm 0,7$ — $17,7 \pm 0,8$  млн. лет [32, Adams, 1975]. Таким образом, возраст глауконита оказался меньшим возраста вмещающих осадков, что, по мнению Адамса, свидетельствует об омоложении глауконита.

Скв. 281 была заложена на плато Милл. Она прошла 17 м плейстоценовых биогенных илов, залегающих с перерывом на нижнеплиоценовых илах (17—36 м). Под ними (36—117 м) установлены биогенные илы, в основании которых появляются прослой глауконитовых илов и детритусовых песков. Эти осадки относятся к миоцену, а глауконитсодержащие горизонты — к нижнему миоцену. Они подстилаются со стратиграфическим несогласием олигоценовыми глауконитовыми детритусовыми песками (117—121 м). Абсолютный возраст глауконита из этих слоев —  $20,2 \pm 1,0$  млн. лет — совпадает с его стратиграфическим положением [32, Adams, 1975].

Между 121 и 157 м в точке 281 были вскрыты переслаивающиеся глауконитовые песчаники, глины, детритусовые алевроитовые илы с глауконитом, алевроито-диатомовые илы и мел, датированные поздним эоценом. На глубине 157 м они сменяются брекчией, образованной обломками слюдяных сланцев (65%), жильного кварца и кварцита (16%), глауконитового песчаника (5%) и изредка гранита. Цемент этой брекчии, являющейся, по мнению Дж. Кеннетта и других ученых [32, Kennett et al., 1975], верхнеэоценовой корой выветривания, обогащен глауконитом (до 15%). Этот зловый залегает на кварц-мусковит-хлоритовых сланцах (159—169 м), испытавших низкотемпературный метамор-

рфизм зеленосланцевой фации. Возраст этих пород (а скорее возраст их метаморфизма), определенный по К/Аг, равен  $305 \pm 8 - 307 \pm 8$  млн. лет [32, Ovenshine et al., 1975]. А. Т. Авишии и его коллеги сопоставляют эти метаморфиты с позднекембрийскими — раннепалеозойскими породами группы Робертсон Бей Земли Викторини (Антарктида). Основанием для такой корреляции они считают одинаковую степень метаморфизма и наличие сходных реликтовых кластических структур в кварце из образованного плато Милл и Антарктиды. Значительное расхождение возрастов пород плато Милл ( $305 - 308 \pm 8$  млн. лет) и Земли Викторини (420—410 млн. лет) эти ученые объясняют омоложением метаморфитов из точки 281 в результате внедрения послескладчатых гранитов позднедевонского — среднекаменноугольного возраста (375—335 млн. лет).

Присутствие в разрезе скв. 281 верхнеэоценовой коры выветривания свидетельствует, что 40—45 млн. лет назад плато Милл было поднято выше уровня океана. Последующее погружение этой точки имело размах около 1800 м.

Точка 282 расположена к западу от Тасмании у подножия ее континентального склона. При бурении здесь было вскрыто 6 м плейстоценовых алевроитовых глин с мшанками. Эти отложения с перерывом ложатся на верхнемиоценовые илы (6—9 м). Последние, также с перерывом, залегают на нижнемиоценовых глауконитовых и фораминиферовых илах, глауконитовых алевроитовых глинах и детритусовых глинах (9—55 м). Эти осадки отделены перерывом от подстилающих средне-нижнеолигоценых глауконитовых детритусово-алевроитовых глин, глауконитовых каолинов, глауконитовых алевроитов и глинистых алевролитов (55—123 м). Ниже (123—197 м) лежат глины и алевроитовые глинны, содержащие около 5% глауконита. Эти слои были датированы нижним олигоценом. Под ними между 197 и 294 м установлены верхнеэоценовые алевроитовые глинны и глинистые алевролиты, иногда содержащие обломки вулканических стекол. В приобойной части скважины (294—310 м) вскрыты экзотруивные слабосерпентинизированные базальты, близкие по своему составу к базальтам срединно-океанических хребтов [32, Kennett et al., 1975; 32, Schilling, Ridley, 1975].

В верхнеэоценовых и нижнеолигоценых отложениях точки 282 найдены неритовые известковые кокколитофориды *Transversopontis*, *Discolithina*, *Braarudosphaera* [32, Edwards, Perch-Nielsen, 1975]. По мнению Дж. Кеннетта и др., эта флора скорее всего переотложена. Однако ее ассоциативность с глауконитоносными породами свидетельствует против предположения Дж. Кеннетта, правда, только в том случае, если не считать, вслед за У. Дадли и С. Марголисом [32, Dudley, Margolis, 1975], что этот глауконит образовался по биотиту.

В соответствии с этим глубина позднеэоценового — раннеолигоценного моря в точке 282 может быть принята близкой к 200 м.

Отсюда амплитуда поздних нисходящих движений определяется равной 4000—4100 м.

Остатки мшанок, встреченные в плейстоценовых и верхнемиоценовых слоях точки 282, представлены сообществами, идентичными шельфовым популяциям из миоценовых и четвертичных отложений Южной Австралии [32, Wass, Yoo, 1975]. В точку 282 осадки, содержащие мшанки, были перемещены в результате подводного оползания.

Выводы. 1. Число скважин, пробуренных на юго-востоке Индийского океана, невелико; бурение в половине из них было остановлено в неогеновых отложениях, а другие не вышли из палеогеновых осадков. Все это не дает возможности анализировать распределение мелководных осадков по возрастным группам и сопоставлять полученные результаты с данными, относящимися к другим частям Индийского океана.

Такое заключение правомерно, несмотря на то что все четыре скважины (267, 280—282), достигшие эоценовых слоев, вскрыли либо мелководные осадки, либо осадки, накаливавшиеся на глубинах, значительно уступающих современным. Это связано со специфическим положением скв. 280—282, расположенных в непосредственном соседстве с Тасманией и на плато Милл. Океанический разрез представлен только одной точкой. Естественно, что ни данные, полученные по одной скважине, ни результаты бурения, проводившегося вблизи континентального поднятия, нельзя распространять на всю акваторию юго-восточной части Индийского океана.

2. В результате глубоководного бурения на плато Милл была обнаружена континентальная кора. Это заставило Дж. Кеннетта и других исследователей [32, Kennett et al., 1975] отказаться от реконструкции У. Спролла и Р. Дица [40, Sproll, Dietz, 1969], поскольку на ней в акватории моря Росса возникло крупное перекрытие Антарктиды Австралией. Вместо нее Дж. Кеннетт и его соавторы использовали модель, предложенную Д. Хейсом и Рингсом [40, Hayes, Ringis, 1973].

Была общность Австралии и Антарктиды, якобы существовавшая до начала эоценовой эпохи, обосновывается сходством метаморфических образований плато Милл и Земли Викторини, составом терригенной фракции эоценовых и олигоценых осадков, определениями палеотемператур и сопоставлением ассоциаций динофлагеллат из точки 281, Антарктиды и Южной Америки. Эта аргументация заслуживает специального разбора.

Как уже отмечалось, метаморфические образования плато Милл близки к породам группы Робертсон Бей Земли Викторини степенью измененности и наличием в кварце реликтовых кластических структур [32, Ovenshine et al., 1975]. Не отрицая сходства метаморфитов этих областей, следует подчеркнуть ненадежность признаков для их корреляции. Используя их, можно с не меньшим успехом сблизить плато Милл с любой складчатой зоной Земли, а не только с Антарктидой, поскольку в пределах

каждой складчатой зоны в зависимости от ее возраста и географического положения широко развиты образования низкотемпературной зеленосланцевой фации, а в терригенных породах, участвующих в строении этих зон, в тех случаях (весьма обычных), когда они испытали складчатость, легко обнаруживаются кластические структуры. В частности, образования фации зеленых сланцев и породы с кластическими структурами широко представлены в составе докембрия Юго-Восточной Австралии и Тасмании [3].

К этому следует добавить, что корреляция метаморфических пород плато Милл и Земли Виктории, предлагаемая Дж. Кеннетом, А. Т. Авинином и др. [32, Kennett et al., 1975; 32, Oven-shine et al., 1975], проведена невзирая на значительное расхождение их абсолютного возраста, достигающее 100—115 млн. лет. Этим несоответствием можно пренебречь, если принять омоложение пород плато Милл послескладчатыми гранитами. Однако и этот аргумент нельзя считать безупречным. Возникает вопрос, почему эти граниты (кстати, пока что на плато Милл они не установлены) обусловили реэволюцию пород в точке 281, хотя те же граниты в Австралии и Антарктиде (где их присутствие доказано однозначно), как правило, не вызывают омоложения вмещающих пород вне экзоконтактовых зон? Такие соотношения указывают на проблематичность трактовки возраста метаморфических образований плато Милл, предлагаемой Дж. Кеннетом и др.

Фактический материал, безусловно, свидетельствует о геологическом единстве плато Милл, Тасмании и Австралии, но не содержит надежных указаний на прежнюю близость их с Антарктидой.

Другое доказательство, используемое сторонниками мобилистской палеогеографии, включает данные по минеральному составу терригенных пород в точках 280—281. По мнению В. Гостина и К. Мориарти [32, Gostin, Moriarty, 1975], мусковит, калиевый полевой шпат и хлорит, обнаруженные в эоценовых глинах точек 280 и 281, имеют своим источником Антарктиду, а каолинит из тех же глин поступал из Австралии. В раннем эоценое, когда Антарктида испытала оледенение, приток обломочного материала с этого континента резко сократился. В это время он поставлялся в точки 280—282 из Австралии.

Эта аргументация не представляется убедительной, поскольку нет оснований считать, что источником мусковита, калиевого полевого шпата и хлорита в эоценое могла быть только Антарктида. На юге Австралии и в Тасмании широко развиты метаморфические и вулканические породы, содержащие мусковит, калиевый полевой шпат и хлорит. Их разрыв мог обеспечить и, несомненно, обеспечивал поступление этих минералов в точки, лежащие в непосредственной близости от Тасмании. Раннепалеогеновые, континентальные угленосные и морские карбонатно-тер-

ригенные осадки широко развиты в пределах бассейнов Отуэй, Марри, Сент-Винсент и Юкла.

Сокращение приноса терригенного материала в раннеолигоценое время необязательно связывать с оледенением Антарктиды. Оно могло быть вызвано одной из крупных регрессий, неоднократно захватывавших во второй половине палеогена юго-восточные области Австралии и Тасманию. В результате такой регрессии в обширной зоне, соответствующей территории бассейнов Юкла, Сент-Винсент, Марри, Отуэй и Басова, могла возникнуть широкая прибрежная низина, принимавшая терригенный материал, сносившийся из приподнятых внутренних районов континента.

Таким образом, минеральный состав эоценовых и олигоценых глин из скв. 280—282 свидетельствует о тесной связи плато Милл с Австралией, в пределах которой в течение эоцена накапливались карбонатные и терригенные породы, сменявшиеся во второй половине позднего эоцена преимущественно карбонатными осадками, за формированием которых последовала раннеолигоценая регрессия. В то же время минеральный состав терригенных пород в точках 280—282 не позволяет надежно обосновать прежнюю близость Австралии и Антарктиды.

Определение палеотемператур по изотопам  $^{18}\text{O}$  и  $\text{C}^{13}$  из остатков бентосных и планктонных фораминифер, собранных в палеоценовых, эоценовых, олигоценых и миоценовых слоях разрезов скв. 277, 279А и 281 [32, Shackleton, Kennett, 1975], дает результаты, приведенные на рис. 13. Этот график показывает, что температура поверхностных вод была максимальной в раннем эоцене (+20°C). Постепенно снижаясь в течение эоцена, она упала к началу олигоцена до +10°C, а к середине раннего олигоцена +6,5°C. Этого минимума, по мнению Н. Шеклтона и Дж. Кеннета, был обусловлен олигоценым оледенением Антарктиды. На протяжении олигоцена температура приповерхностных вод колебалась в пределах +6—+7,5°C. Она достигла нового максимума (+10°C) в раннем миоцене, а

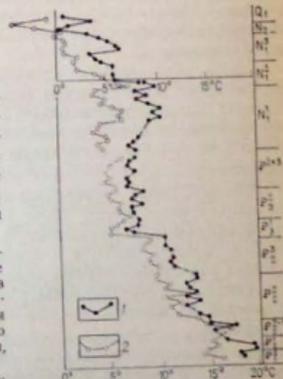


Рис. 13. Палеотемпературы поверхностных и придонных вод, определенные по изотопам  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  из остатков бентосных и планктонных фораминифер из разрезов скв. 277 и 279А для верхнего палеоцена—четвертичного периода включительно [32, Shackleton, Kennett, 1975]

1 — палеотемпературы поверхностных вод;  
2 — палеотемпературы придонных вод

с середины среднего миоцена начала неуклонно снижаться до  $+0.5-1^{\circ}\text{C}$  в плейстоцене и плейстоцене.

Кривая, характеризующаяся изменением температуры придонных вод, показывает то же распределение максимумов и минимумов. Наиболее высокие температуры придонных вод, близкие к  $+17^{\circ}\text{C}$ , установлены для раннего — среднего эоцена. К олигоцену они понизились до  $+9^{\circ}\text{C}$ , а к середине раннеолигоценового времени — до  $+5^{\circ}\text{C}$ . Очередной максимум, как и для поверхностных вод, приходится на начало миоцена ( $\approx +7^{\circ}\text{C}$ ). В последующем температура придонных вод падала, достигнув минимального значения ( $\approx -4.5^{\circ}$ ) в начале плейстоцена. Новое повышение ее произошло в конце плейстоцена (до  $-1^{\circ}\text{C}$ ).

По мнению Н. Шекатона, Дж. Кеннета и других исследователей [32, Shackleton, Kennett, 1975; 32, Kennett et al., 1975], изменение температур поверхностных и придонных вод за последние 55 млн. лет свидетельствует о сближенности Австралии и Антарктиды в палеоцене и близком расположении этих континентов в эоцене и олигоцене.

Это заключение кажется очень сомнительным. Если считать вслед за сторонниками мобилистской концепции, что в раннем олигоцене плато Милл располагалось около  $62^{\circ}$  ю. ш., на расстоянии 300 км от Антарктиды, в пределах которой развивалось покровное оледенение, палеотемпературы приповерхностных и донных вод ( $+6.5^{\circ}\text{C}$  и  $+5^{\circ}\text{C}$  соответственно) в олигоцене становятся необъяснимыми. Особенно отчетливо это выявляется при сопоставлении раннеолигоценовых и плейстоценовых температур, рассчитанных для точки 281. В плейстоцене, т. е. в эпоху, когда плато Милл было удалено от Антарктиды на 1800—2000 м, температуры поверхностных и донных вод равнялись  $+0.5-1.0^{\circ}\text{C}$ . Они оказываются на порядок ниже температур, которые устанавливаются для эпохи раннеолигоценового оледенения.

Таким образом, палеотемпературы олигоценового времени не только не подтверждают былую сближенность Австралии и Антарктиды, но и опровергают подобную палеогеографию. Этот вывод верен и в том случае, если допустить, что раннеолигоценовое оледенение Антарктиды значительно уступало по своим масштабам плиоцен-четвертичному.

Наконец, сходство сообщества динофлагеллат из эоценовых отложений разреза скв. 280 с однообразными ассоциациями, установленными в Антарктиде и на юге Южной Америки [32, Haskell, Wilson, 1975], и отсутствие близких по составу популяций в раннекайнозойских осадках Австралии и Новой Зеландии указывают на прежнюю сближенность плато Милл с Антарктидой не больше, чем на изолированность этого плато от Австралии.

Все сказанное опровергает палеогеографические схемы, основанные на мобилистском толковании палеомагнитных данных. Серьезные противоречия косвенно указывают на возмож-

ность ошибок, допускаемых при интерпретации палеомагнитных измерений.

3. Скв. 280—282 вскрыли многочисленные глауконитсодержащие горизонты. Их возраст в точке 280 ограничен эоценом и ранним олигоценом, а в точках 281 и 282 эоценом — ранним миоценом. Выше этих стратиграфических уровней глауконит не встречается.

Обильный глауконит свидетельствует, что в течение палеогена и раннего миоцена район точек 280—282 располагался в пределах шельфовой зоны. Альтернативное решение, предложенное У. Дадли и С. Марголисом [32, Dudley, Margolis, 1975], отрицает мелководный генезис по крайней мере части глауконита. Эти исследователи вернулись к точке зрения Э. С. Дана и Коллера (Э. С. Дана, 1937 г.) [24, Calliher, 1935], в соответствии с которой глауконит может возникать в результате трансформации обломочного биотита, протекающей во всем диапазоне океанических глубин.

По мнению У. Дадли и С. Марголиса, наряду с аутигенным глауконитом — продуктом изменения экскрементов мелких морских организмов, существует обломочный глауконит (глауконитит), развивающийся по биотиту. Эти ученые считают, что в разрезах скв. 280 и 281 присутствует обломочная разновидность глауконита.

Представления У. Дадли и С. Марголиса требуют проверки генезиса глауконита по крайней мере из разрезов скв. 280 и 281.

Образование глауконита из терригенного биотита противоречит стратиграфическому положению глауконита и биотита в этих разрезах. Как уже отмечалось, первый приурочен к палеогеновым и раннемиоценовым слоям. В более молодых отложениях глауконит отсутствует. В отличие от него терригенный биотит отмечен как в палеоген-нижнемиоценовых, так и в более молодых, среднемиоцен-четвертичных осадках.

Таким образом, если считать, что глауконит в разрезах скв. 280 и 281 сформировался в результате трансформации биотита, то приходится признать, что она по каким-то причинам прекратилась в конце раннемиоценового времени. Этот феномен не только не может объяснить предположение У. Дадли и С. Марголиса, но и прямо опровергает его. Действительно, если бы глауконит из разрезов скв. 280—282 образовывался по биотиту, то процесс его формирования мог и должен был продолжаться и после раннего олигодена и в послераннемиоценовое время. Резкое исчезновение в этом районе глауконита при сохранившемся привносе терригенного биотита свидетельствует о том, что глауконит здесь не обломочный, а аутигенный.

#### ОКРАИННЫЕ МОРЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В конце 22-го рейса «Гломар Челленджера» в Бенгальском заливе была пробурена скв. 218, расположенная к востоку от о-ва

Шри-Ланка. Во время исследований в Аравийском море (рейс 23А) было пройдено шесть скважин (табл. 23, см. рис. 11).

Таблица 23

Точки глубоководного бурения в Бенгальском заливе и Аравийском море

№ точки	Координаты	Глубина, м		Возраст древнейших отложений
		дна	забой	
Бенгальский залив				
218	08°00 с. ш., 86°17 в. д.	3759	773	Средний миоцен
Аравийское море				
219	09 02 с. ш., 72°53 в. д.	1764	411	Поздний палеоцен
220	06 31 » » , 70 59 » »	4036	350	Ранний эоцен
221	07 58 » » , 68 24 » »	4650	270	Средний эоцен
222	20 05 » » , 61 31 » »	3546	1300	Поздний миоцен
223	18 45 » » , 60 08 » »	3633	203,7	Поздний палеоцен
224	16 33 » » , 59 42 » »	2500	30	Ранний — средний эоцен

На юго-западе Бенгальского залива скв. 218 [32, Borch et al. 1974] прошла 193 м плейстоценовых биогенных илов, переслаивающихся с глинистыми илами, алевроитовыми глинами, глинистыми и песчанистыми алевроитами и алевроитовыми песками. На глубине 260—307 м вскрыты нижнеплиоценовые осадки, представленные наноилами, алевроитовыми глинами, глинистыми и алевроитовыми песками. Они подстилаются мощной толщей преимущественно терригенных отложений — часто переслаивающимися алевроитовыми песками, глинистыми песками, песками, алевроитами, песчанистыми алевроитами и глинами, содержащими прослой биогенных илов. Эти породы датированы поздним и средним миоценом. Их установленная мощность достигает 437 м (336—773 м).

В призабойной части разреза (763—773 м) скв. 218 в слоях среднего миоцена найдены немногочисленные мелководные бентосные фораминиферы (*Ammonia beccarii*, *Pseudorotalia* aff. *schroeteriana*, *Elphidium*). Глубоководные бентосные фораминиферы в этих отложениях отсутствуют, так же как и планктонные формы. Планктонные фораминиферы крайне редки и в вышележащих слоях (763—470 м), до низов верхнего миоцена включительно.

Обстановку, в которой формировались среднемиоценовые осадки в районе точки 218, нельзя истолковать однозначно. Отсутствие в призабойной части разреза планктонных фораминифер скорее всего указывает на глубину среднемиоценового бассейна в этом месте, близкую к современной. Мелководные донные фораминиферы, обнаруженные между 763 и 773 м, по-видимому, переотложены. Последнее тем более вероятно, что в указанном интервале глубин осадки имеют градиционную слоистость.

Сква. 219 расположена в Аравийском море в осевой зоне

Мальдивского хребта, между Лаккадивскими и Мальдивскими островами.

Р. Уайтмарш и др. [32, Whitmarsh et al., with Hamilton and Hinziker 1974] описали в ее разрезе детритусовые глины и илы четвертичного возраста (30 м), плиоценовые наноилы и глины (37 м), детритусовые глины, биогенные илы и мел верхнего, среднего и нижнего миоцена. На глубине 145 м нижнемиоценовые слои отделены разрывом от подстилающих фораминиферовых илов и мела олигоценного возраста мощностью 30 м. Между 175 и 265 м вскрыты эоценовые осадки — наноилы, мел, кремни и глауконитовые известняки. В основании разреза (265—411 м) залегает толща переслаивающихся черных и зеленых глауконитовых известняков, глауконитовых песчаников и алевролитов позднего палеоцена. Они содержат обильную фауну бентосных фораминифер, мшанок, пелициод, остракод и морских ежей. Эта тропическая ассоциация обитала в неритовой зоне. Донные фораминиферы указывают на обстановку открытого моря, глубина которого не превышала 100 м [32, Nigrini et al., 1974]. Популяция бентосных фораминифер из палеоценовых слоев скв. 219 близка к сообществу, установленному в палеоценовой формации Пондичери Восточного Индостана. В частности, и в точке 219, и на востоке субконтинента широко развит вид *Discocyclina ramaroi* Samanta.

Остракоды из верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых отложений точки 219 свидетельствуют о наличии неритовой зоны не только в палеоцене. Она сохранялась также в течение большей части раннего эоцена. Мелководность позднепалеоценового — раннеэоценового бассейна в этом месте устанавливается не только по фауне. О ней свидетельствуют, кроме того, вкрапленность глауконита и наличие грубой косой слоистости в песчанниках.

Опускания морского дна усилились на границе раннего и среднего эоцена. Резкое увеличение глубины бассейна в это время отразилось на скорости накопления осадков. В палеоцене она равнялась 36 м/млн. лет, а в конце эоцена только 2—3 м/млн. лет.

По времени эти движения совпали с началом интенсивного поднятия Гималаев [50]. Судя по присутствию в нижнеэоценовых слоях в точке 219 мелководных кокколитофорид (*Brarudosphaera rosa*, *B. bigelowi*), глубины в это время не превышали 800 м [32, Boudreaux, 1974]. Суммарная амплитуда послераннеэоценового опускания дна в этом участке равна 2100 м [32, Whitmarsh, 1974].

Береговая линия Индостана в палеоцене была значительно ближе к точке 219, чем в настоящее время. Это подтверждается развитием в разрезе палеоцена монтмориллонита, связанного с разрывом траппов Деккана [32, Weser, 1974].

Сква. 220 расположена на юго-востоке Аравийской котлови-

ны, недалеко от Мальдивского хребта. В ней вскрыты четвертичные и плиоценовые детритусовые глины и илы мощностью 30 м, под которыми лежат детритусовые глины, биогенные илы и мел миоценового отдела. Их мощность равна 60 м. В интервале 90—180 м залегают илы и мел олигоцена, а между 180 и 330 м — эоценовые отложения, представленные илоиллами с прослоями вулканических пеплов, кремней и мела. Ниже скважина прошла 20 м пузырчатых базальтовых лав, содержащих тонкие прослои мела [32, Whitmarsh et al., with Coleman and Hamilton, 1974].

Присутствие в разрезе точки 220 пузырчатых нижнеэоценовых (51 млн. лет) лав указывает на то, что глубина моря в эпоху их излияния не превышала 600—1000 м. Глубина раннемиоценового океана может быть определена приближенно в 1500—3500 м на основании развития среди осадков нижнего миоцена окисленных пород [32, Weser, 1974, по У. Стэкльбергу]. Отсюда общий размах послераннеэоценовых нисходящих движений океанического ложа в этом месте равен 3300—3600 м. Амплитуда послераннеэоценовых опусканий может составить широкий интервал — от 500 до 2500 м [32, Weser, 1974].

Скорость осадконакопления в районе точки 220 в раннеэоценовое время достигала 40 м/млн. лет, в среднем эоцене уменьшилась до 19 м/млн. лет и резко сократилась в раннем олигоцене до 6 м/млн. лет. Такое замедление скорости седиментации можно связать с удалением источника сноса обломочного материала, с крупными погружениями океанического дна или с тем и другим. Главным обстоятельством, замедлившим осадконакопление в районе, по-видимому, было погружение Мальдивского хребта, начавшееся в среднем эоцене. Оно привело к удалению точки 220 от области размыва.

Как и скв. 220, скв. 221 лежит на востоке Аравийской котловины, но удалена от Мальдивского хребта на значительно большее расстояние, чем точка 220.

При бурении в точке 221 вскрыто 110 м плейстоценовых карбонатно-детритусовых глин, песков и карбонатных песков. Они подстилаются нерасчлененными плиоцен-миоценовыми осадками — детритусовыми глинами с прослоями песков. Глины, слагающие низы этой 60-метровой пачки, окислены. Между 170 и 240 м установлены илы и мел олигоцена, сменяющиеся вниз по профилю мелом нерасчлененного эоцена (240—261 м). Ниже скважина вошла в лавы толентовых базальтов, частично пузырчатые, а частично массивные с диабазовой структурой (261—270 м). Внутри базальтов встречен пласт кремнеделого измененного известняка [32, Whitmarsh et al., with Coleman and Hamilton, 1974].

Наличие пузырчатых лав в основании разреза скв. 221 указывает на то, что в раннем эоцене глубина океана в этом пункте равнялась 650—1000 м, что позволяет определить амплитуду последующего погружения в 3900—4250 м. Накопление

окисленных глин раннемиоценового возраста происходило на глубинах между 1500 и 3500 м (по У. Вергеру [40, Berger, 1972], — на глубине, не превышающей 2700 м), откуда размах послераннеэоценовых нисходящих движений точки 221 будет равен 3400—2200 (1400) м [32, Weser, 1974].

Глубина плейстоценового океана вблизи точки 221, по-видимому, была близка к современной. Бентосные фораминиферы, обнаруженные в плейстоценовых слоях, аллохтонные [32, Fleisher, 1974]. Резкое увеличение скорости седиментации в четвертичном периоде связано с усилением сноса обломочного материала с Индостана и, главным образом, с выносом его Прандидом.

Скв. 222—224 расположены в северо-западной части Аравийского моря, в зоне разлома Оуэн. Точка 222 лежит несколько южнее юго-западной оконечности подводного хребта Меррея, в грабене, сопровождающем разлом Оуэн. Эта скважина, наиболее глубокая из пробуренных в акватории Аравийского моря, прошла 1300 м осадочных пород, не выйдя при этом из верхнего миоцена. Разрез скв. 222 начинается детритусовыми и нано-детритусовыми глинами и биогенными илами плейстоценового возраста (80 м), под которыми залегает мощная (615 м) толща плиоценовых карбонатных и детритусовых глин, содержащих редкие прослои песков. На глубине 695 м они подстилаются верхнемиоценовыми отложениями, литологически очень близкими к осадкам плиоцена. Вскрытая мощность верхнего миоцена равна 605 м [32, Whitmarsh et al., with Hamilton, 1974].

Более глубокие части этого разреза, по мнению О. Уэсера [32, Weser, 1974], могут быть представлены глинами и песками среднего и нижнего миоцена (1300—2000 м), олигоценовыми детритусовыми глинами с прослоями песков, сменяющимися вниз бурными глинами (2000—2240 м). Низы этого гипотетического разреза сложены главным образом карбонатными породами. Они условно отнесены к эоцен-палеоцену и верхам позднего мела. Их мощность не превышает 260 м. Общая мощность осадочной толщи определена в соответствии с данными сейсмомониторинга и равна 2500 м [7].

Прослой песков, встречающиеся среди глин плиоценового и позднего миоценового возраста, по-видимому, принесены мутьевыми потоками. Бентосные фораминиферы, встречающиеся в этих пластах, являются переотложенными [32, Fleisher, 1974; 32, Kidd, 1974]. Однако присутствие в разрезе окисленных пород свидетельствует, что глубина моря в позднем миоцене и плиоцене могла быть меньше современной на 800—2000 м. Весьма значительные скорости седиментации, установленные в точке 222, обусловлены усиленным выносом обломочного материала Прандидом в эпоху интенсивного поднятия Гималаев [50].

Скв. 223 расположена на хребте Оуэн. Ею пройдено 140 м плейстоценовых отложений, представленных глинами, биогенными илами и карбонатными песками, под которыми залегает

490-метровая пачка детритусовых глин, алевролитов и мела. На глубине 550 м эти отложения подстилаются средне-нижнеэоценовыми алевроитовыми глинами, мелом и аргиллитами (550—645 м). На контакте верхнеэоценовых и средне-нижнеэоценовых осадков установлена поверхность размыва. Нижний эоцен залегает согласно на монтмориллонитовых аргиллитах верхнего палеоцена (645—717 м). В основании разреза вскрыта гиадокластическая брекчия базальтового состава, мощность которой равна 10 м. Эта брекчия, по-видимому, образовалась в результате взрывного извержения вязкой магмы. Она перекрывает лавы трахибазальтов. Пузырчатая текстура этих лав указывает на излияние на глубинах порядка 600—1000 м, что позволяет определить амплитуду последующих опусканий в пределах 3300—3650 м, из которых около 700 м были компенсированы осадками [32, Whitmarsh et al., with Coleman and Hamilton, 1974].

Р. Уайтмарш и другие исследователи не исключают, что трахибазальты из скв. 223 изливались в наземных условиях, однако считают более вероятной субаквальную обстановку.

До конца среднего эоцена значительные части современной акватории Аравийского моря, по-видимому, имели относительно небольшие глубины, во всяком случае значительно меньшие современных. В пользу этого говорят обильная наофлора, присутствующая в отложениях палеоцена, нижнего и среднего эоцена, и хорошая сохранность многочисленных фораминифер. Резкое сокращение видового состава наофлоры совпадает с перерывом на границе среднего и верхнего эоцена. Р. Уайтмарш и др. предполагают также краткий перерыв между верхним эоценом и нижним олигоценом. Этот перерыв, по их мнению, обусловлен поднятием хр. Оуэн, возможно связанным с одновременными восходящими движениями и складчатостью в горах Омана [47, Wilson, 1969] и начавшимся несколько раньше воздыманием Гималаев.

После этого перерыва здесь начались крупные опускания, продолжавшиеся в течение всего олигоцена и большей части раннего миоцена.

В конце раннего миоцена нисходящие движения вновь сменялись восходящими. Произошло значительное поднятие хр. Оуэн, амплитуда которого определяется в 1000 м [32, Whitmarsh, 1974]. Эти движения совпали с новой фазой складчатости в горах Омана [47, Wilson, 1969], второй фазой интенсивных поднятий Гималаев и обширной регрессией в пределах Индостана [50], а также с формированием Аденского залива [44, Loughton, Whitmarsh, Jones, 1970]. В разрезе скв. 223 эти движения отражены перерывом, разделяющим нижне- и среднемиоценовые слои. Последующее опускание привело к возникновению в этом районе глубоководного моря. Эти погружения фиксируются изменением состава бентосных и условий растворения планктонных фораминифер.

Скв. 224, как и предыдущая, лежит вблизи осевой зоны хр. Оуэн. В ней вскрываются четвертичные детритусовые глинисто-алевритовые илы (50 м), которые ложатся с перерывом на биогенные илы и мел позднего и среднего миоцена (50—260 м). Эти слои отделены перерывом от нижнемиоценовых отложений, представленных детритусовыми глинами и аргиллитами (260—325 м). Ниже лежат детритусовые глины, аргиллиты, пески и алевролиты олигоцена общей мощностью около 400 м. Между 710 и 787 м скважина прошла эоценовые слои, образованные сверху глинами и аргиллитами, сменяющимися вниз переслаивающимися глинами, аргиллитами и косослоистыми песками с глинистыми окатышами. Псаммитовая фракция песков представлена (%): кварцем 27, калиевым полевым шпатом 9, слюдами 5, хлоритом 2, коалином 10, плагиоклазом 9, палеогорскитом 11.

Осадочная толща в скв. 224 на глубине 787 м вмещает силлы или дайку лампрофира. Р. Уайтмарш и другие ученые отмечают, что присутствие лампрофира крайне необычно для района, располагавшегося первоначально на срединно-океаническом хребте. Они отмечают также, что эти породы не имеют аналогов среди магматитов островных дуг. Петрографическое и спектрографическое изучение лампрофира из точки 224 показало, что эта порода несвойственна и океанической акватории.

Нижне-среднеэоценовые осадки в этой акватории накапливались в мелководной обстановке, на глубинах, не превышающих первых сотен метров, недалеко от зоны размыва. Кроме косои слоистости песков, глиняных окатышей и высокого содержания минералов, не выдерживающих длительного переноса, небольшие глубины ранне- и среднеэоценового бассейна около точки 224 устанавливаются по обильной и хорошо сохранившейся фауне фораминифер [32, Fleisher, 1974] и известковой наофлоре. Крупные опускания хребта Оуэн вблизи точки 224 начались в позднем эоцене и были прерваны в конце раннего миоцена, когда хребт испытал быстрое поднятие, синхронное тектоническим движениям в горах Омана [47, Wilson, 1969]. Амплитуда послераннемиоценовых восходящих движений в точке 224 равна 1150 м [32, 1974].

Суммарный размах послераннеэоценовых опусканий в рассматриваемом пункте достигает 2500—3000 м, из которых около 800 м было компенсировано осадками.

Выводы. 1. Ограниченное число скважин, пробуренных в Бенгальском заливе и Аравийском море, исключает возможность реконструировать палеогеографическую обстановку в пределах их акваторий в равнем кайнозое. Однако отметим, что все 5 скважин, достигающие палеоэоценовой системы, вскрывают осадки, формировавшиеся на глубинах, значительно меньших современных, вплоть до глубин неритовой зоны. Пространственное размещение мелководных отложений палеоэоцена, нижнего, а в некоторых случаях (скв. 224) и среднего эоцена не зависит от по-

ложения скважин в структуре дна Аравийского моря. Мелководные осадки встречены как на подводных хребтах, так и в акватории глубоководной Аравийской котловины.

Это свидетельствует, что наблюдаемое ныне морфоструктурное расчленение дна Аравийского моря возникло в процессе его крупных опусканий, начавшихся в конце раннего или на границе среднего и позднего эоцена. В начале палеогена, по данным О. Уэсера [32, Weser, 1974], в границах современной акватории Аравийского моря существовали крупные мелководные зоны. Возможно даже, что раннепалеогенное Аравийское море располагалось целиком в пределах континентального шельфа.

2. Распределение в осадках Аравийского моря глинистых минералов показывает, что по меньшей мере с позднего палеоцена эти минералы поступали в бассейн Аравийского моря с прилегающих территорий Африки, Аравийского полуострова и Индостана.

По данным О. Уэсера [32, Weser, 1974], источником палеогорстка были п-ов Сомали и южная часть Аравийского полуострова, Иллит и хлорит выносились Пранидом, а монтмориллонит поступал с Индостанского субконтинента. Таким образом, уже в раннем кайнозое акватория Аравийского моря обрамлялась, как и ныне, полуостровами Сомали и Аравийским на западе и Индостаном на востоке. Такое расположение раннепалеогенового Аравийского бассейна и окружающих его континентальных масс противоречит мобилистским палеогеографическим реконструкциям, например построениям Ю. Мак Кэнзи, Дж. Виверса и других исследователей [25, McKenzie, Sclater, 1971; 40, Veever et al., 1971 и др.], поскольку при таких реконструкциях исключается поступление обломочного материала с севера, из бассейна Праниды. Согласно мобилистским воззрениям, в начале палеогена на месте этого бассейна существовал океан Тетис.

При толковании с позиций мобилистской концепции палеогеографии района устанавливается явное противоречие также одному из главных постулатов гипотезы дрейфа, согласно которому горообразование — результат столкновения движущихся навстречу литосферных плит. Как явствует из ехем Ю. Мак Кэнзи и Д. Склэйтера [25, McKenzie, Sclater, 1971], такое столкновение произошло только после раннего олигоцена, и, следовательно, эоценовое воздымание Гималаев с ним не связано.

Интенсивный привнос терригенного материала фиксируется в эоценовых отложениях точек 219 и 220. Пять шестых его объема составлялось реками, в первую очередь Пранидом, дренировавшим воздымавшиеся Гималаи (3/6 общего объема материала), и реками Индостанского субконтинента, размывавшими траппы Деккана (1/3 часть). Только 1/6 часть осадков приносилась с континента воздушными потоками [32, Weser, 74].

Эти данные свидетельствуют, что в эоценовую эпоху Аравийское море являлось базисом эрозии для обширной территории Восточной Африки, Аравийского полуострова, Западных Гима-

лаев и Индостана, занимавших по отношению к нему позиции аналогичные современным.

3. При бурении и геофизических исследованиях в пределах Мальдивского хребта установлена его тесная структурная связь с Индостаном.

Как уже отмечалось, вскрытые на хребте верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые осадки по литологии близки разновозрастным отложениям субконтинента. Фауна фораминифер, обнаруженная в раннепалеогеновых слоях Мальдивского хребта, идентична фауне Индостана. Наконец, обе эти области характеризовались синхронным развитием однонаправленных вертикальных движений. И Мальдивский хребет, и Индостан испытывали в палеоцене поднятия, сменившиеся в раннем эоцене опусканиями.

По данным сейсмических исследований, проведенных на Мальдивском хребте [35, Francis, Shor, 1966], установлено, что земная кора под ним по строению — переходная от континентальной к океанической.

На сейсмическом профиле, пройденном на погруженной части хребта, которая лежит между Лаккадивскими и Мальдивскими островами, верхний горизонт коры характеризуется скоростью 3,85 км/с. Его мощность увеличивается с запада на восток, по направлению к Индостану от 1,5 до 2,0 км. Ниже залегает слой со скоростью 5 км/с, мощностью 3 км, а под ним — горизонт со скоростью 6,84 км/с. Он имеет мощность около 10 км. Суммарная мощность коры на этом профиле близка к 16 км, скорость под разделом М равна 7,97 км/с.

Второй профиль, расположенный на западном фланге хребта против северной конечности Мальдивских островов, свидетельствует о резком сокращении мощности коры (с 16 до 5–6 км) при движении от Мальдивского хребта в сторону Аравийской котловины. Это сокращение обусловлено выпадением горизонта с сейсмической скоростью 3,85 км/с, уменьшением мощности слоя со скоростями сейсмических волн 5,0–5,4 км/с до 0,7–0,8 км, подным выклиниванием его на западном конце профиля и, наконец, заметным сокращением мощности нижнего горизонта коры (с 10 до 3–5 км).

В Аравийской котловине, по данным Ю. П. Непрочнова и др. (Ю. П. Непрочнов и др., 1969 г.), под осадками мощностью 1,5–2,0 км обнаружен слой со скоростью 6,5 км/с, а раздел М находится на глубине 8 км.

Третий профиль, выполненный К. Фрэнсисом и Ж. Шором, лежит в осевой зоне Мальдивского хребта, между Мальдивскими островами и архипелагом Чагос. Под слоем осадков мощностью около 1 км здесь залегает горизонт с сейсмической скоростью 6,13 км/с. Его мощность составляет 5 км. Ниже расположен слой со скоростью распространения преломленных сейсмических волн 7,11 км/с. Раздел М на этом профиле не установлен.

По нескольким профилям, обработанным в архипелаге Чагос, под осадками (2,15 км/с) фиксируется слой со скоростью

3,01 км/с и мощностью 1 км. Он подстилается горизонтом, охарактеризованным сейсмической скоростью 4,76 км/с. Его мощность достигает 5—6 км. Ниже лежит зона со скоростью 6,79 км/с. Мощность М под архипелагом Чагос не обнаружена.

Таким образом, при движении вдоль Мальдивского хребта с севера на юг, от Индостана к Чагосу, наблюдается последовательная трансформация земной коры. На севере, неподалеку от Индостана, кора Мальдивского хребта имеет максимальную мощность (16 км), в ее строении участвуют горизонты с сейсмическими скоростями 5,0—5,4 км/с, которые можно сопоставлять с трапповой толщей Деккана. Лежащий ниже слой со скоростью 6,13—6,36 км/с может быть гранитоидным. В южном направлении этот слой выклинивается, замещаясь горизонтом, характеризующимся скоростью 4,76 км/с, который, по-видимому, образован основными вулканитами. В этом же направлении исчезает раздел М и сначала под гранитоидным слоем, а южнее под вулканогенным горизонтом появляется так называемый океанический слой со скоростями 6,79—7,11 км/с.

Связь Мальдивского хребта с субконтинентом Индостана подчеркивается также его продолжением на север, к прогнibu Карачи [16, Narain et al., 1968].

В целом все эти данные подтверждают существование крупной глубинной меридиональной Индо-Памирской зоны, протягивающейся поперек дуги Гиндукуша — Памира — Каракорума, через синтаксис Гималаев, западную часть Индостанской платформы и далее на юг вдоль Мальдивского хребта. Глубинная Индо-Памирская зона была впервые выделена Б. А. Петрушевским [9], который показал, что развитие этой геоструктуры, скорее всего заложившей еще в докембрий, оказало определяющее воздействие на тектоническую историю прилегающих областей. Позднее он установил, что Индо-Памирский линеймент — восточное ограничение Средиземноморского альпийского складчатого пояса (Б. А. Петрушевский, 1970 г.).

4. Особого внимания заслуживают кайнозойские движения и магматизм хр. Оузи. При глубоководном бурении в присосевой зоне хребта и в грабене, обрамляющем его с востока, выявлен сложный характер вертикальных тектонических движений этой зоны в палеогене и неогене. Хребет испытал поднятия на границе эоцена и олигоцена и в конце раннего миоцена. Движения проявились одновременно с двумя основными фазами воздымания Гималаев. Они были также синхронны поднятиям гор Омана, сопровождавшимся складчатостью.

В северо-восточном направлении хр. Оузи переходит по простиранию в позднемезозойско-кайнозойскую Белуджистанскую геосинклиналь. Тектоническая общность этих зон устанавливается, как и в горах Омана, однотипным характером и последовательностью вертикальных движений. По данным Б. А. Соколовы и Э. Б. Мовшович (1968 г.), Ю. С. Перфильева и др. [4], прогибания, интенсивно развивавшиеся в пределах геосинклинали

в течение мелового периода, заметно ослабли в палеогене. В эоцене в пределах Белуджистанской геосинклинали нисходящие движения практически прекратились. Мощность эоценового отдела не превышает 100 м. В конце позднего эоцена здесь, как и в хр. Оузи, произошли кратковременные поднятия, сменившиеся в олигоцене интенсивными погружениями. Новая волна восходящих движений в обеих структурных зонах приходится на ранний миоцен — начало среднего миоцена. В Белуджистанской геосинклинали эти поднятия обусловили резкое сокращение мощности раннеэоценовых осадков.

Структурная связь хр. Оузи и Белуджистанской геосинклинали, синхронность вертикальных движений в их пределах подтверждают точку зрения канадских геологов [41], рассматривавших хребет в качестве составной части субмеридиональной геосинклинали Центрального Пакистана. В целом же хребет Оузи представляет собой погруженное звено Омано-Белуджистанской геосинклинали системы.

Принадлежность этого хребта к альпийской геосинклинали подтверждается составом магматических пород, обнаруженных в его пределах при глубоководном бурении. Трахизабазальты (скв. 223) и лампрофиты (скв. 224) — породы, в целом несвойственные срединно-океаническим хребтам или океаническому ложу. В то же время и трахизабазальты, и лампрофиты имеют достаточно широкое развитие на материках и, в частности, известны в пределах Белуджистанской геосинклинали.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

1. В акватории Индийского океана пробурено 56 скважин, главным образом в его северной части. Скважины вскрыли отложения в стратиграфическом диапазоне от плиоцена до верхней юры включительно. Основная часть их была остановлена в палеогеновых, позднемеловых или раннемеловых осадках. Эти отложения накапливались на различных глубинах, от литоральных до абиссальных.

Распределение наиболее древних отложений, обнаруженных при глубоководном бурении, по возрасту и глубине формирования с учетом фацальной принадлежности перекрывающих осадков, которые позволяют установить последовательность вертикальных движений в пунктах бурения, приведено в табл. 24.

Данные табл. 24 показывают, что роль мелководных фаций неуклонно возрастает в зависимости от древности осадков. Образование мелководных и относительно мелководных (неритовых и батинальных) зон составляют 38,9% среди отложений олигоцен-четвертичного возраста, от 87,5 до 100% в осадках эоцена и палеогена. Наконец, предпалеогеновые (меловые и верхнеюрские) накопления содержат во всех разрезах мелководные фации, но одновременно с ними в точке 261 встречены глубоководные образования позднеюрского возраста.

Возраст древнейших осадков	Глубина (м) седиментационных бассейнов и характер последующих движений их ложа										Возрастные группы
	< 500 м, опускающиеся до абиссального уровня		> 500 м, опускающиеся до абиссального уровня		Всего точек со следями погружения		3000—6000 м, глубины не вписались		Общие число точек		
	Точки		Точки		Точки		Точки		Точки		
	волье-ство	% от общего числа	волье-ство	% от общего числа	волье-ство	% от общего числа	волье-ство	% от общего числа	волье-ство	% от общего числа	
Плиоцен Миоцен Неоген и кайзер в целом	1	25,0	4	44,5	1	25,0	4	44,4	3	75,0	4
	1	7,7	4	30,8	5	38,5	8	61,5	9	69,2	9
	9	75,0	2	40,0	2	40,0	3	60,0	3	60,0	5
	6	75,0	3	25,0	12	100,0	7	100,0	0	—	12
	15	60,0	1	24,0	21	84,0	1	12,5	4	16,0	8
Плиоцен Палеоген в целом	6	75,0	2	25,0	8	100,0	8	100,0	—	—	8
	7	77,8	2	22,2	9	100,0	9	100,0	—	—	9
	13	76,9	4	23,1	17	100,0	17	100,0	—	—	17
Юра	1	100,0	—	—	1	100,0	—	—	—	—	1
	30	53,6	14	25,0	44	78,6	12	21,4	—	—	56
В целом по Индийскому океану и его окраинным морям											IV

Таким образом, по относительному значению мелководных фаций осадки Индийского океана подразделяются на две группы — олигоцен-четвертичную, в которой преобладают глубоководные отложения, и верхнеюрско-эоценовую, которая практически полностью образована мелководными или относительно мелководными отложениями. Из 38 точек, относящихся ко второй группе, только в 1-й (215) установлены глубоководные осадки палеоэоценового возраста. Следует подчеркнуть, что эта аномалия не только не нарушает отмеченную закономерность, но и является тем исключением из правила, которое его подтверждает. Дело в том, что точка 215 расположена вне акваторий северо-западной и северо-восточной частей Индийского океана, к которым приурочено подавляющее число скважин с мелководными отложениями. Она лежит в пределах Центральной котловины. Последняя же, по-видимому, испытала опускание раньше, чем зоны, прилегающие к Африке и Австралии.

Стратиграфическое распределение мелководных отложений свидетельствует, что значительные участки ложа в границах северной части Индийского океана еще сравнительно недавно, в меловом периоде, палеоэне и эоэне, были заняты неглубокими морями. Тяготение этих бассейнов к материковым массивам Африки и Австралии позволяет считать эти моря шельфовыми, эпиконтинентальными.

Крупные опускания, начавшиеся в отдельных точках, на северо-западе и северо-востоке океана в ранне- или позднеэоценовую эпоху в это время еще не захватывали здесь значительных площадей. В то же время не исключено, что позднеэоценовые погружения получили широкое развитие в центре северной части Индийского океана.

Крупноамплитудные нисходящие движения земной коры в его северной акватории приобрели региональный характер только в начале олигоцена. С этого времени опускания становятся здесь доминирующими.

Небольшое число скважин на юге океана не позволяет судить о тектонических движениях океанического ложа этой акватории. 2 При бурении установлено, что Индийский океан, подобно Атлантическому и средиземным морям, расширился в течение позднего мезозоя и кайнозоя в результате крупноамплитудных обрушений значительных участков земной коры. Как в Атлантике и средиземных морях, эти опускания развивались интенсивно в течение очень небольших в геологическом отношении отрезков времени.

Таким образом, можно утверждать, что чрезвычайная кратковременность обрушения коры в пределах океанических акваторий — явление глобальное, свойственное не только Атлантике и ее средиземным морям, но и Индийскому океану.

Все сказанное не означает, однако, что формирование океанов атлантического типа представляет собой одноактный весьма непродолжительный процесс. Можно думать, что заложение

и расширение океанов атлантического типа — процесс достаточно длительный, протекающий по меньшей мере в течение многих десятков и первых сотен миллионов лет. В то же время морфологическое оформление отдельных структур океанического ложа, по-видимому, происходит при этом гораздо быстрее, в продолжение сотен тысяч и первых миллионов лет, т. е. в геологическом исчислении практически мгновенно.

Не исключено, что эта кратковременность — следствие длительных подготовительных процессов, развивающихся в литосфере и подлитосферной мантии. Говоря иначе, эта кратковременность не свойственна преобразованиям в коре и мантии, предшествующим обрушению коры, а присуща образованию приповерхностных морфоструктур океанического ложа.

3. Образование впадины Индийского океана в результате обрушения земной коры фиксируется не только по мелководным отложениям, установленным в большинстве глубоководных скважин. Реальность этого процесса обнаруживается также в строении материковых окраин, несущих следы недавних глыбовых обрушений.

В результате поискового бурения в пределах континентальных окраин установлено, что шельфы материков имеют глыбовое строение, причем отдельные блоки испытали тем большее опускание, чем ближе они к внешнему краю шельфа. Некоторые результаты бурения были обобщены П. Кентом [34, Kent, 1977], из статьи которого заимствованы два профиля, приведенные на рис. 14.

Первый из них расположен на северо-западе Австралии, в районе залива Эксмут. На нем видны крупные блоки, в слоении

которых на восточном берегу залива участвуют породы докембрия, среднего и верхнего палеозоя, а вблизи западного побережья — осадки перми, триаса и юры. В скважине, пробуренной на о-ве Хоуп, подошва отложений триасовой системы обнаружена на глубине 1,2—1,5 км, под заливом Эксмут она опускается до 4,2—5,7 км. Скважина Кейп-Рейндж, расположенная западнее залива, была остановлена на глубине около 4,5 км в юрских отложениях. Кровля триаса предположительно показана здесь между 5,0 и 5,5 км. В целом от о-ва Хоуп к Кейп-Рейндж подошва отложений триаса погружается более чем на 6 км.

По данным П. Кента, блоковые движения датируются юрой — неокомом. Наиболее интенсивно они проявились в течение юрского периода, в некоем темп блоковых подвижек резко уменьшился, а в конце неокома они полностью прекратились. Литские слои, трансгрессивно перекрывающие более древние осадки, не затронуты разломами, которые разграничивают блоки, сложенные породами докембрия — неокома.

Второй профиль (см. рис. 14) характеризует строение верхних горизонтов коры под шельфом и континентальным склоном восточной части Большого Австралийского залива, прилегающими к бассейну Отуэй. По П. Кенту [34, Kent, 1977], наиболее интенсивные глыбовые движения, сопровождавшиеся образованием многочисленных крупных и мелких грабенов, продольных относительно континентальной окраины, происходили на юго-востоке Австралии в раннемеловую эпоху. В отличие от северо-западной периферии континента в бассейне Отуэй обрушение продолжало развиваться в ослабленной форме в течение позднего мела, палеогена, а в некоторых районах и раннего миоцена. В результате этих движений подошва нижнемеловых отложений под шельфом, примыкающим к бассейну Отуэй, располагается на глубине 1,5—2,0 км, под континентальным склоном доходит до глубины 14 км, а под глубоководным ложем Большого Австралийского залива — до 7,0—8,0 км.

Мезозойские глыбовые движения проявились не только по окраинам Австралии. По данным П. Кента, в поздней юре и раннем мелу они захватили восточное обрамление Индостана [32, Kent, 1977]. Блоковые движения получили широкое развитие и по периферии Восточной Африки. В Кении они контролировали накопление осадков в позднюрскую и раннемеловую эпохи и продолжались в третичное время. В Танзании крупные движения по разломам происходили во время формирования отложений системы Карру, в догтере, малые и начале раннего мела. Южнее, в Мозамбике, начало глыбовых движений относится к неокому. Они происходили здесь в течение всей позднемеловой эпохи.

Таким образом, раскалывание и обрушение континентальной коры в пределах современных окраин Индийского океана началось в большинстве областей в юрское время, в некоторых — в неокоме и продолжалось местами до начала миоцена. Эти дви-

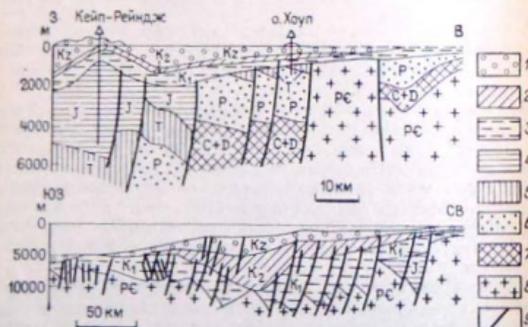


Рис. 14. Строение шельфа Северо-Западной Австралии, по П. Кенту [34, Kent, 1977].

1—8 — отложения и метаморфические образования: 1 — кайнозоя, 2 — верхнего мела, 3 — нижнего мела, 4 — юры, 5 — триаса, 6 — перми, 7 — карбона и девона, 8 — докембрия; 9 — разломы.

жения возникли раньше крупных опусканий земной коры в акватории Индийского океана и в отличие от них повсеместно и полностью компенсировались осадками. Можно предположить, что они положили начало фазе развития океанической котловины, характеризовавшейся усилением тектонической подвижности земной коры в ее пределах. Эти движения обусловили интенсивное дробление коры, подготовили последующее крупное опускание ее, начавшееся в конце мелового периода и получившее широкий размах со второй половины палеогена.

4. По данным бурения в акватории Индийского океана составлена палеотектоническая схема его северной части для конца мезозоя — начала кайнозоя. Эти данные подтверждают существование в меловом периоде в северо-западной и северо-восточной частях современного океана двух крупных приподнятых зон, занятых эпиконтинентальными морями. Северо-западная зона протягивалась от восточного побережья Африки до Средне-Индоокеанского хребта, охватывая о-ва Мадагаскар, Мадагаскарский, Мозамбикский и Маскаренский хребты, южную часть Сомалийской котловины, Амирантскую, Маскаренскую и большую часть Мадагаскарской котловины и северную половину Мозамбикской котловины. Северо-Восточная эпиконтинентальная зона занимала еще большую площадь. Ее западная граница совпадала с современным Восточно-Индийским хребтом, южная — с Западно-Австралийским хребтом и плато Натуралиста, а северо-восточная — с Зондской островной дугой (рис. 15).

В северной части Сомалийской котловины еще в палеогене существовал морской бассейн с глубинами 600—1000 м. По данным Э. Винсента других исследователей [32, Vincent et al., 1974], Afro-Мадагаскарско-Маскаренская мелководная зона, возвышаясь, протягивалась на северо-восток от Маскаренского микроконтинента до современного архипелага Чагос.

Если мелководная зона, намеченная Э. Винсент и ее соавторами между Маскаренским и Мальдивским хребтами, действительно существовала, она должна была соединить Afro-Маскаренский эпиконтинентальный бассейн с шельфовым морем, располагавшимся до середины палеогена в пределах Мальдивского хребта и между этим хребтом и Индостаном. Таким образом, не исключено, что в позднем мезозое и первой половине палеогена мелководное море занимало всю северо-западную часть современного Индийского океана, располагаясь между Африкой и Западной Индией.

Следует подчеркнуть, что этот вывод неоригинален. Было существование обширной континентальной области в западной части Индийского океана, временами покрывавшейся неглубоким морем, было отмечено впервые еще в середине прошлого столетия. Сравнительно недавно, рассматривая доказательства относительной молодости некоторых океанических впадин Индийского океана, Г. Б. Удичев и А. Л. Яншин писали, что «... для установления молодости Индийского океана важное значе-

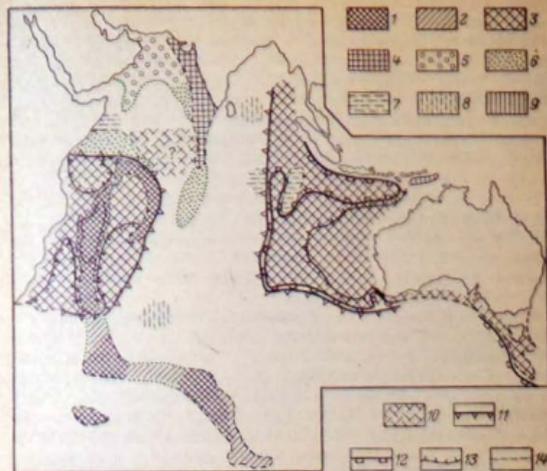


Рис. 15. Палеотектоническая схема северной части Индийского океана для конца мезозоя — начала кайнозоя.

1—2 — микроконтиненты: 1 — с корой континентального типа, 2 — с переработанной корой, испытавшей крупное опускание; 3—4 — зоны развития континентальной коры: 3 — в меловом периоде, 4 — в палеогеновом периоде; 5—7 — палеогеновые бассейны: 5 — шельфовые, 6 — с глубинами 600—1000 м, 7 — с абиссальными глубинами; 8 — несогнанные бассейны с абиссальными глубинами, возникшие в пределах позднемезозойского эпиконтинентального бассейна; 9 — участок, испытавший крупное опускание с конца палеогена; 10 — гипотетическая мелководная зона позднемезозойского — раннекайнозойского времени, по Э. Винсент и др. [32, Vincent et al., 1974]; 11—13 — основные границы зон распространения мелководных осадков: 11 — меловой системы, 12 — палеогеновой системы, 13 — неогеновой системы; 14 — условная граница

ние имеют сведения о сходстве фауны Мадагаскара, Цейлона, Индии, Австралии и Антарктиды. Они свидетельствуют о существовании в мезозое на месте западной части океана древнего материка, названного биологами Лемурией по фауне лемурид. Вместе с тем отсутствие сходства относительно молодых компонентов фауны Мадагаскара и Африки говорит о весьма древнем образовании Мозамбикского пролива и разрушении былых связей Мадагаскара с Африкой. Эти связи подтверждаются также присутствием на одиночных островах западной части Индийского океана гигантских сухопутных черепах, очень близких к видам, существовавшим некогда в Африке и вымершим там в конце мела. Таким образом, судя по данным биогеографии, материк Лемурии, связывавший воедно Мадагаскар, одиночные острова океана (Сейшельские и др.), о-ва Цейлон и Индию, был разрушен в конце мезозоя» [11, с. 387].

Это, во-первых, свидетельствует о том, что палеобиогеографические данные согласуются с выводом, полученным из анализа материалов глубоководного бурения, о существовании в позднем мелозое на северо-западе Индийского океана обширного материка и, во-вторых, лишней раз подтверждает, что палеобиогеографические данные, которые используют сейчас сторонники мобилистской концепции для обоснования прежней сближенности Африки, Мадагаскара, Индии, Антарктиды и Австралии могут быть также использованы для обоснования представлений диаметрально противоположных мобилистским.

В настоящее время гипотеза, альтернативная мобилистской, может быть подтверждена данными глубоководного бурения в Индийском океане. Они представляют нам новый и более однозначно интерпретируемый материал, позволяющий подойти к решению проблемы образования океанической впадины в северной части Индийского океана.

Широкое развитие в северо-западной и северо-восточной частях Индийского океана мелководных осадков позднемелозойского и раннекайнозойского возраста показывает, что вплоть до середины палеогена современные Африка, Индостан и Австралия разделялись обширными неглубокими эпиконтинентальными морями, занимавшими 2/3 площади современной акватории северной половины Индийского океана. Наличие эпиконтинентальных бассейнов исключает возможность прежнего непосредственного сближения этих материковых массивов.

5. Возникает вопрос, в какой мере указанное обстоятельство противоречит мобилистским реконструкциям. Дело в том, что сторонники мобилистской концепции могут сослаться на то, что мелководные осадки, обнаруженные океаническим бурением, формировались не *in situ*, а в пределах приподнятой приосевой зоны срединного хребта, откуда были перемещены позднее вместе с новообразованной литосферой, двигавшейся от рифтовой зоны к материкам.

Это объяснение не может быть принято по ряду причин. Во-первых, если считать, что ось срединного в Индийском океане был рифтовый Срединно-Индоокеанский хребет, последовательность вертикальных движений литосферной плиты, двигавшейся на восток от него, не согласуется с моделью тектоники плит; согласно ей, плита испытывает плавное опускание, амплитуда которого растет по мере отплывания новообразованной литосферы от оси срединного.

Если предположить, что на месте современной Центральной котловины в конце мелозоя и начале кайнозоя существовала мелководная зона, то окажется, что литосферная плита перемещалась на тысячи километров на восток от оси срединного, практически не испытывая заметного погружения. Изучение разрезов скв. 212, 255, 258 показало, что в течение многих десятков миллионов лет, от конца раннемеловой эпохи до начала эры миоцена, эта плита оставалась приподнятой.

Если же допустить, что в акватории нынешней Центральной котловины в мелозое время лежала глубоководная зона, то придется выбирать из двух вариантов: либо плита должна была опускаться под современный Восточно-Индийский хребет (который в этом случае, согласно новой глобальной тектонике, играет роль континентальной окраины), либо она сначала опускалась в пределах Центральной котловины, а затем восточнее, на меридиане 90°, испытала поднятие и в таком положении перемещалась к востоку, вплоть до континентального склона Австралии. Только здесь происходило ее обрушение.

Во-вторых, размещение точек с мелководными отложениями мелового, палеогенового и неогенового возраста в пределах северной части Индийского океана резко отличается от того, какое следовало бы ожидать, если исходить из геотектонической модели новой глобальной тектоники.

Очевидно, если бы литосферные плиты формировались в относительно мелководной рифтовой зоне и затем отодвигались от нее, мелководные осадки располагались бы тем дальше от рифта, чем они древнее. В рассматриваемом случае на наибольшем расстоянии от срединного хребта находились бы мелководные накопления мелового возраста, палеогеновые лежали бы ближе к срединному хребту, а наиболее молодые — неогеновые — занимали бы позиции, максимально приближенные к рифтовой зоне.

Размещение мелководных осадков разного возраста на севере Индийского океана не подтверждает охарактеризованную схему осадконакопления (см. рис. 15). На северо-востоке океана наиболее близко к срединному хребту лежат мелководные отложения мелового возраста, встреченные в пределах обширной акватории, соответствующей современным Кокосовой, Северо-Австралийской и Западно-Австралийской котловинам. Мелководные фации палеогена распространены в той же акватории, что и мелководные осадки мела (Западно-Австралийская котловина), либо удалены от зоны срединного на большее расстояние. Наконец, неогеновые мелководные накопления приурочены к акватории, наиболее удаленной от Срединно-Индоокеанского хребта. На северо-западе Индийского океана точки, где устанавливаются мелководные отложения меловой системы, лежат в непосредственной близости к срединному хребту, тогда как однопетровые осадки неогена удалены от него на несколько сот километров (см. рис. 15).

Таким образом, размещение мелководных отложений меловой, палеогеновой и неогеновой систем на севере Индийского океана не только не соответствует гипотезе о постепенном погружении литосферных плит по мере их удаления от оси срединного, но и прямо опровергает ее. Наблюдаемые соотношения указывают на то, что на западной и восточной окраинах северной части Индийского океана по крайней мере с конца раннемеловой эпохи происходили крупные обрушения ранее поднятой коры, разви-

зависше от внутренней зоны океана к его перифериям. В результате мелководная обстановка сначала перестала существовать во внутренних частях океана, но длительно сохранялась в акваториях, примыкавших к континентам.

Эти факты свидетельствуют, что в позднем мезозое и раннем кайнозое на северо-западе и северо-востоке Индийского океана существовали неглубокие эпиконтинентальные моря. Мелководные отложения мела, палеогена и неогена, вскрытые при бурении в северной части Индийского океана, накапливались в этих эпиконтинентальных бассейнах в тех же пунктах, где они расположены в настоящее время. Невоспавий говорит о перемещении этих осадков относительно срединно-океанических хребтов или каких-либо других осей гетиметического срединга.

6. Одно из важнейших следствий искусственности, произвольности построений концепции новой глобальной тектоники заключается в том, что невозможно, если ей следовать, разработать догичную кинематическую схему движения литосферных плит. Это отчетливо выявляется, в частности, на примере предполагаемых движений плит в западной части Индийского океана.

Допустим, вслед за сторонниками гипотезы тектоники плит, что ось срединга в северной части океана совпадает с рифтовым Аравийско-Индийским хребтом, включающим хребты Карлсберг и Центральный. Плита (или плиты), лежащая к западу от этой рифтовой зоны, судя по линейным магнитным аномалиям, перемещается от хр. Карлсберг к Сомалийской и от Центрального хребта к Мадагаскарской котловинам с северо-востока на юго-запад [32, Schlich, 1974; 32, Schlich et al., 1974].

При своем движении от оси срединга литосферная плита должна увлекать за собой микроконтинент Маскаренского хребта. На рис. 16, заимствованном из статьи Р. Шлиха [32, Schlich, 1974], показано несколько трансформных разломов юго-западной ориентировки, смещающих на 200—350 км закартированные в пределах Мадагаскарской котловины линейные магнитные аномалии. Казалось бы, эти разломы, отчетливо вытягивающиеся в сторону Маскаренского хребта, должны смещать на сотни ки-

лометров не только магнитные аномалии, но и отдельные блоки Маскаренского хребта. Однако сдвиговые деформации, существование которых можно предположить в пределах последнего, оказываются прямо противоположными по своей ориентировке смещениям магнитных аномалий. Так, например, один из трансформных разломов Мадагаскарской котловины, будучи продолженным в северо-восточном направлении, попадает на юго-восточное ограничение банки Сая-де-Малья. По этому разлому банка Сая-де-Малья оказывается сдвинутой относительно банки Назарет на северо-восток (или банка Назарет смещена на юго-запад по отношению к Сая-де-Малья). В то же время юго-западнее линейные аномалии, лежащие в пределах тех же блоков, испытали обратные перемещения: блок, соответствующий блоку Сая-де-Малья сдвинут на юго-запад относительно соседнего, в пределах которого размещается банка Назарет. С другим трансформным разломом, идущим вдоль юго-восточной оконечности Мадагаскара, в пределах Маскаренского хребта поперечные сдвиговые деформации не связаны.

Приходится допустить, что сдвиговые нарушения вдоль трансформных разломов, смещающих полосовые магнитные аномалии Мадагаскарской котловины, при приближении разломов к Маскаренскому микроконтиненту либо изменяют свою ориентировку на противоположную, либо вообще затухают и вновь появляются на другой стороне его, в рифтовой зоне хребтов Карлсберг и Центральный. Такие соотношения кажутся сомнительными. Возникает вопрос, насколько реальны трансформные сдвиги, деформирующие магнитные аномалии и не проявляющиеся в структуре океанического ложа?

Указанное противоречие не является единственным. Учитывая расположение юго-западной оконечности Маскаренского хребта около 28-й полосовой аномалии [32, Schlich, 1974; 32, Schlich et al., 1974], можно рассчитать, исходя из данных Дж. Хейрцлера и др. [35, Hertzler et al., 1968], что Маскаренский микроконтинент в конце позднемоловской эпохи должен был находиться в пределах рифта. Такая позиция микроконтинента внутри зоны активного формирования мощной (60—80 км) ловой литосферы, безусловно, должна была сказаться на строении коры в его пределах. Однако в действительности этого не наблюдается и под микроконтинентом до сих пор сохраняется либо типично континентальная, либо в той или иной степени трансформированная кора, переходная от континентальной к океанической. Этот факт также плохо согласуется с мобилистской реконструкцией.

7. Результаты глубоководного бурения в пределах Атлантического и Индийского океанов показывают, что формирование океанических котловин происходит в процессе обрушения крупных участков земной коры. В целом этот процесс является однонаправленным. Он характеризуется прогрессивным погружением земной коры, по-видимому развивающимся до тех пор, пока не

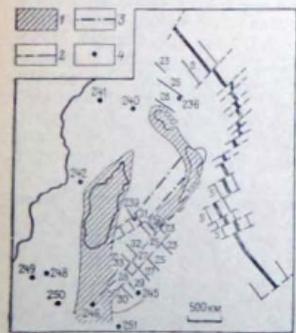


Рис. 16. Трансформные разломы и полосовые магнитные аномалии северо-западной части Индийского океана, по Р. Шлиху [32, Schlich, 1974] с дополнениями  
1 — микроконтинент; 2—3 — трансформные разломы; 4 — закартированные; 5 — предпологаемые, 4 — точки глубоководного бурения. Жирная линия обозначает рифтовую зону срединного хребта

происходит восстановление изостатического равновесия, нарушаемого в эпоху обрушения. Судя по максимальным глубинам океанических котловин, состояние изостатической уравниваемости достигается вновь в то время, когда их ложе оказывается опущенным на 5—6 км.

Будучи в целом однонаправленным, процесс обрушения земной коры в пределах океанических акваторий в отдельных случаях, по-видимому, протекает одновременно со встречными движениями, осложняющими погружения и придающими этим доминирующим движениям прерывистый характер.

Можно предположить, что поднятия, осложняющие крупные опускания земной коры, по-видимому, были присущи начальной стадии формирования океанических впадин.

8. Сопоставление результатов глубоководного бурения в Атлантическом и Индийском океанах показывает, что их развитие в течение последних 120—150 млн. лет характеризуется рядом общих признаков:

А. Атлантический океан и исследованная северная часть Индийского примерно одновозрастны. В обоих океанах крупноамплитудные некомпенсированные опускания возникли в предпозднееюрское время, а получили заметное развитие, начиная с позднемеловой эпохи.

Б. В обоих океанах после возникновения некомпенсированных погружений отдельных, хотя и крупных, но ограниченных по площади, блоков земной коры длительное время сохранялись обширные мелководные зоны, которые были втянуты в опускания значительно позже, в позднемеловое или раннекайнозойское время. Таким образом, обрушение земной коры в пределах этих океанов развивалось избирательно.

В. Продолжительность формирования Атлантического и Индийского океанов составляет 2—3 сотни миллионов лет. Начальная стадия его характеризовалась региональным дроблением земной коры в пределах будущих океанических акваторий. На этой стадии раздробление коры не сопровождалось ее некомпенсированным прогибанием. Блоковые движения на этой фазе, возможно обусловленные поднятием больших масс разогретого материала мантии, в свою очередь, обеспечивали возможность региональных внедрений и излияний основной магмы. Крупные некомпенсированные погружения коры возникали только после ее насыщения базальтами.

Г. В обоих океанах некомпенсированные нисходящие движения, начавшись, как правило, реализовывались чрезвычайно быстро. По-видимому, достаточно было первых миллионов лет для того, чтобы кора оказалась опущенной на 3—5 км. Таким образом, в геологическом летоисчислении эти опускания имели характер мгновенных обрушений.

Д. В Атлантическом и Индийском океанах крупные некомпенсированные опускания развивались от центра к периферии. Об этом свидетельствует пространственное размещение мелко-

водных осадков. К центральным частям океанов тяготеют относительно древние (мезозойские и раннекайнозойские) отложения, а по периферии наряду с ними распространены мелководные накопления неогеновой системы. Такая локализация мелководных осадков различного возраста исключает постепенное погружение литосферных океанических плит в процессе их отплавания от осей спрединга (срединно-океанических хребтов).

1. Результаты бурения в океанах атлантического типа подтверждают примерную одновозрастность и однотипность тектонического развития этих геоструктур.

Вторая половина мезозоя и кайнозой для Атлантического и Индийского океанов характеризуются постепенным латеральным разрастанием их впадин, направленным от центральных зон к периферии. Это расширение, по-видимому, происходило в результате некомпенсированных обрушений крупных участков древней литосферы, некогда существовавшей, если не на всей площади современных океанов, то в их краевых частях.

2. Материалы глубоководного бурения пока еще не дают возможности судить о тектонической эволюции центральных зон океанов, тяготеющих к нынешним срединным рифтовым хребтам. Соображения, которые могут быть высказаны по этому вопросу, в значительной степени предположительны.

С одной стороны, отчетливо выраженное центробежное разрастание океанических впадин как будто указывает, что наиболее древние структуры океанического ложа должны быть приурочены к центральным частям океанов, с другой — северная часть Атлантического океана свидетельствует о молодости рифта срединно-океанического хребта и, главное, об отсутствии связи между процессами рифтогенеза и формирования глубоководных котловин, обрамляющих рифтовый хребет.

Это противоречие, возможно, служит косвенным указанием на разновременность заложения отдельных звеньев мирового срединно-океанического хребта и на их различные структурно-генетические связи с примыкающими к ним глубоководными зонами.

По-видимому, отдельные участки глобальной системы океанических рифтовых хребтов возникли недавно, в то время как другие — относительно долгоживущие структуры.

Отсутствие связи между рифтогенезом, заложением и развитием океанической впадины, как единой структуры, отмечено в Северной Атлантике, пока не рассматривается как универсальный признак, обязательный для всей системы срединных хребтов.

В настоящее время могут быть предложены как возможные две схемы развития срединных хребтов.

Эта глобальная структура в основном могла возникнуть на ранних этапах развития океанов атлантического типа или на стадии, предшествовавшей морфоструктурному оформлению их впадин.

При этом в центральных зонах современных океанов, на месте нынешних срединных хребтов могли располагаться либо зоны повышенной проницаемости достаточно древнего заложения, либо участки относительно стабильной и мощной древней литосферы.

В первом случае зоны повышенной проницаемости должны были облегчать внедрение в кору и излияние на поверхность больших объемов вещества мантии. Эти внедрения и излияния полностью перерабатывали древний субстрат. При этом сводовое поднятие центральной проницаемой зоны, возможно, возникло значительно позднее, чем началась интенсивная магматическая деятельность и только после того, как магматиты на время зализывали проницаемый шов, преграждая путь к поверхности новым порциям глубинного материала. Эта покрывка обусловила формирование крупного мантийного диапира или серии таких диапиров, развитие которых послужило причиной появления свода. На заключительной стадии сводовое поднятие было осложнено продольными рифтовыми долинами. Таким образом, в рассматриваемом варианте основной магматизм в центральных зонах современных океанов атлантического типа мог возникнуть достаточно давно, тогда как главные морфоструктуры этих зон — срединные хребты и рифты — появились относительно недавно и значительно позднее, чем начал развиваться инициальный магматизм в пределах древних проницаемых зон.

Во втором случае развитие центральных зон нынешних океанов атлантического типа должно было начинаться не внедрениями и излияниями глубинного вещества, а формированием с начала сводового поднятия срединного хребта, а затем его рифтовых долин. В этом случае магматическая деятельность могла возникнуть в центральных зонах океанов только после оформления главных морфоструктур, в процессе становления которых растягивающие напряжения дробили первоначально монолитный и слабопроницаемый древний субстрат. Не исключено, что при такой тектонической эволюции осевых зон современных океанов атлантического типа в пределах этих зон могут сохраняться непереработанные или сравнительно слабо трансформированные блоки древней литосферы, погребенные под мощными вулканогенно-осадочными накоплениями.

Отмеченное ранее центробежное разрастание впадин Атлантического и Индийского океанов не дает оснований предпочесть первый из рассмотренных случаев второму, хотя, на первый взгляд, такое предпочтение представляется несомненным. Дело в том, что разрастание океанических впадин от центра современных акваторий к их окраинам и формирование срединных хребтов и их рифтов могут быть различными формами реакции древней литосферы, когда-то существовавшей в границах современных океанов, на единый глобальный процесс — мобилиза-

цию и подъем к поверхности крупнейших объемов мантийных вылавок.

С этой точки зрения важнейшие структуры океанического ложа — срединные хребты, их рифты и котловины — могут образовывать гомологический ряд, отдельные члены которого возникли под воздействием глобального основного магматизма, но связаны с ним различным образом.

Все сказанное свидетельствует о чрезвычайной сложности проблемы формирования центральных зон океанов атлантического типа. По-видимому, предположения сохраняются до тех пор, пока в пределах срединных хребтов не будут пройдены глубокие скважины.

3. К рассматриваемой проблеме можно подойти и по-иному.

Как известно, при бурении на юго-востоке Аравийского моря, вблизи Мадагаскара и Южной Африки вскрыты базальты, по абсолютному возрасту близкие к платобазальтам Деккана и системы Карру!

Изохронность континентальных и океанических базальтов наводит на мысль о тождественности магматических процессов, развивавшихся в мезозое и кайнозое в окраинных зонах современных материков и на прилегающих к ним площадях, которые зоняты в настоящее время океанами.

Однако это необходимо проверить, поскольку отождествление платобазальтов и одновозрастных с ними океанических базальтов, по-видимому, исключено из-за различий их геохимических характеристик, а также потому, что этим магматам свойственны резко отличные тектонические позиции. Одни (платобазальты) ложатся на мощную древнюю континентальную кору, практически не испытавшую переработки, а другие (океанические базальты) венчают mafическую серию, участвующую в строении молодой океанической коры.

Данные для уточнения могут быть получены из анализа результатов глубоководного бурения. Так, при бурении установлено наличие некомпенсированных обрушений, захвативших во второй половине мезозоя и в кайнозое периферические зоны Атлантического и Индийского океанов. Нет сомнения, что эти крупные опускания повсеместно возникали вслед за завершением массовых внедрений и излияний базальтов, так что основной магматизм можно рассматривать как начальную стадию процесса, подготавливавшего реализацию последующих обрушений.

Такие соотношения, возможно, свидетельствуют о том, что наблюдаемое сейчас несходство геохимических характеристик и тектонических позиций материковых и океанических базальтов производные либо различного проявления одного и того же процесса в несходных тектонических обстановках, либо разномасштабного и разноглубинного магматизма. Отмеченные различия могли быть обусловлены различными раздробленностью и проницаемостью древнего субстрата в пределах современных ма-

териков и океанических акваторий и разными уровнями мобилизации материала мантии под литосферой этих областей. Наконец, эти различия могли возникнуть в результате совместного влияния обоих факторов.

Нет сомнения в том, что основной магматизм в пределах современных океанических пространств был значительно мощнее изохронного ему платобазальтового магматизма краевых частей материков. Разномасштабность проявления магматической деятельности могла быть вызвана различной степенью раздробленности и проницаемости древней литосферы в границах площадей, соответствовавших современным океанам и континентам, либо связана с различным пространственным положением океанических базальтов и платобазальтов в пределах глобальных магматогенных ареалов. В последнем случае и разномасштабность магматизма и несходство геохимических характеристик его продуктов, возможно, были обусловлены тем, что существовали две фации одного и того же магматического цикла. Океанические базальты — это представители центральной, полностью развитой фации, платобазальты же характеризуют краевую, недоразвитую фацию.

Таким образом, можно сделать вывод о гомологичности платобазальтов материков и океанических базальтов, об их возникновении при развитии одного глобального магматического цикла, но в отличающихся структурно-тектонических обстановках.

Гомологичность основного континентального и синхронного ему океанического магматизма косвенно подтверждается наличием пород, переходных от платобазальтов к океаническим базальтам, а также установленным в отдельных областях проникновением платобазальтов в океанические акватории. Наиболее яркий пример таких областей — Северная Атлантика, дно которой на значительных площадях выстилается базальтами, неотличимыми от платобазальтов Ирландии, Шотландии, Фарерских островов и Гренландии и изохронными им.

Изложенное свидетельствует о том, что Северная Атлантика с ее платобазальтами не может быть включена в собственно океаническую акваторию, а должна рассматриваться как крупный опущенный и только частично переработанный блок континентальной коры.

4. При глубоководном бурении в Северной Атлантике обнаружены и другие признаки, указывающие на возможность существования в недавнем прошлом континентальной коры под Фарерско-Исландским и Гренландско-Исландским порогами. Нельзя исключить, что в настоящее время в пределах этих подводных поднятий развита лишь частично переработанная континентальная кора.

В этом случае Евразия и Северная Америка оказываются спаянными в единый суперконтинент не только в Беринговом море, но и в северной части Атлантического океана. В результате в Северном полушарии между 60 и 70° широты устанавливается

циркумпланетарный пояс сплошного развития континентальной коры, исключающий возможность относительных горизонтальных перемещений Евразии и Северной Америки. Этот пример показывает степень обоснованности мобилистских реконструкций и, в частности, характеризует достоверность построений, которые «подтверждают» раскрытие Северной Атлантики, якобы происшедшее в течение последних 120—50 млн. лет.

5. Фактический материал, изложенный в настоящей работе, показывает, что в течение последних 160 млн. лет в пределах Атлантического и Индийского океанов происходило активное расширение и дальнейшее углубление абиссальных зон.

При глубоководном бурении в океанической акватории установлено, что по меньшей мере с поздней юры океаны испытывали значительное расширение. Разрастание океанических впадин продолжалось в позднем мезозое и кайнозое и, вероятно, происходит в настоящее время. Об этом свидетельствует, в частности, молодость большинства краевых и шельфовых морей всех трех океанов. Эти моря заложены в течение кайнозоя. Еще более молодыми оказались срединные моря, образование которых относится к миоцену или плиоцену.

Следует подчеркнуть, что расширение и углубление океанических впадин, устанавливаемое по результатам глубоководного бурения, не подтверждает реальность процессов их «расширения и углубления», предлагаемых сторонниками мобилистской концепции.

Многочисленные признаки, подробно рассмотренные ранее, не только подтверждают, но и исключают из числа возможных и крупные горизонтальные перемещения континентов или их частей, и формирование в пределах океанов «новой» литосферы, последующее отщепление ее от рифтовых зон, опускание и в конечном счете затягивание под краевые зоны материков.

Важнейшими из них являются закономерная пространственная группировка мелководных осадков различного возраста, ясно обнаруживающаяся в акваториях Атлантического и Индийского океанов, и характер вертикальных движений отдельных точек океанического ложа. Размещение мелководных осадков проверяет реальность «новой» литосферы, якобы расплывающейся от рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Последовательность вертикальных движений, устанавливаемая в ряде точек глубоководного бурения, не имеет ничего общего с теми идеализированными плавными кривыми, которые построены в соответствии с концепцией новой глобальной тектоники.

При глубоководном бурении установлено, что обширные участки современной океанической акватории, в том числе те, в пределах которых океаническое ложе располагается сейчас на глубинах 4—6 км, в сравнительно недавнее время, в конце мезозоя и первой половине кайнозоя, располагались вблизи дневной поверхности. Их опускание происходило весьма интенсивно в течение небольших отрезков времени.

6. Значительное место в работе было уделено проблеме кинематики движений литосферных плит. Было показано, что крупные горизонтальные перемещения этих плит не связаны в единую систему. Гипотеза новой глобальной тектоники совершенно не разработана в аспекте кинематики. С ее позиций обычно рассматриваются движения одной плиты или в лучшем случае группы соседствующих плит. При этом прочие плиты оказываются как бы отсутствующими, их движения не рассматриваются. Это обстоятельство нельзя признать случайным, так как любая попытка толкования закономерностей движений большой группы плит приводит к неустраиваемым противоречиям, тем большим, чем больше число плит вовлекается в рассмотрение.

Положение усугубляется тем, что в природе литосферные плиты располагаются не на плоскости, а на сфере. В результате возникает своеобразная система: с одной стороны, жестко детерминированная, а с другой — являющаяся, благодаря своей детерминированности, ареной развития случайных, непредсказуемых движений.

В самом деле, даже незначительные горизонтальные подвижки хотя бы одной плиты должны неизбежно сопровождаться смещениями других плит, образующих сферу. Очевидно, движения последних будут случайными, не зависящими от местной геологической структуры.

В таких условиях вероятность объединения разновозрастных и однорезимных тектонических зон, расположенных в границах различных плит, в единые пояса чрезвычайно низка. Еще меньше вероятность длительного сохранения таких сквозных зон. Особенности планетарной системы горизонтально перемещающихся литосферных плит таковы, что подобные сквозные структуры могут возникнуть лишь в исключительных случаях и эти структуры не могут быть долгоживущими. Между тем в природе сквозные структуры встречаются очень часто. Достаточно вспомнить соотношения палеозойских мезозон северо-востока Евразии и северо-запада Северной Америки, каледонид Гренландии и Свальбарда, переходы альпийских сооружений Северной Африки на Пиренейский полуостров и в Сицилию или, наконец, приразломные структуры, общие для ложа Экваториальной и Юго-Восточной Атлантики и Центральной и Юго-Западной Африки (кайнозойская вулканическая зона островов Аннабон, Сан-Томе, Принсипи и Фернандо-По, Камеруна и Нигерии, позднемезозойский пояс Китового хребта, продолжающийся в пределы Анголы, Намибии и Заира). Другим примером таких структур является намеченная Б. А. Петрушевским Индо-Памирская глубинная зона, продолжением которой в пределах Индийского океана служит Мальдивский хребет.

Из перечисленных структур некоторые существуют в течение многих десятков миллионов лет (приразломная зона Китового хребта, Анголы и Намибии), другие — первые сотни (палеозой-

ды Евразии и Северной Америки) и даже многие сотни миллионов лет (Индо-Памяро-Мальдивская зона). Столь длительное развитие этих сквозных структур, расположенных в пределах смежных литосферных плит, испытывающих непрерывные относительные горизонтальные перемещения, совершенно необъяснимо с позиций новой глобальной тектоники. Поскольку существование сквозных структур не вызывает сомнения, то необходимо подтвердить реальность крупных горизонтальных движений литосферных плит, а возможно, и самих плит, во всяком случае, в том виде, в каком они предполагаются согласно новой глобальной тектонике.

Попытки объяснить существование сквозных долгоживущих тектонических зон с помощью специально подобранных в каждом случае подтверждений не укрепляют позиции концепции тектоники плит, так как очевидно, что гипотеза не может строиться на непрерывных исключениях.

7. Широкое развитие позднемезойских и кайнозойских мелководных осадков в пределах современных абиссальных зон, их литолого-фациальная однородность с одновозрастными отложениями, присутствующими в окраинных областях континентов, безусловно, свидетельствуют, что границы последних еще сравнительно недавно располагались значительно мористее современных. Рис. 5 (стр. 119) иллюстрирует это положение. На нем видно, например, что границы мелководных зон в акватории меловой Атлантики лежали гораздо ближе к центру океана, чем современные краевые зоны континентов. Автор не склонен приписывать границам, показанным на рис. 5, палеогеографический смысл и трактовать их как береговые зоны позднемезойского Атлантического океана. Истинное положение этих зон пока не установлено; для этого необходимо дополнительное бурение. Изучение рис. 5 показывает только, что идентификация современных краевых зон Атлантического океана с краевыми зонами меловой Атлантики невозможна.

Можно утверждать, что краевые зоны Атлантического океана в меловом периоде в большинстве случаев располагались в удалении от современных, а их конфигурация не всегда повторяла очертания нынешних континентальных склонов. Сказанное полностью относится к северной половине Индийского океана.

Отсюда вытекает, что на мобилистских реконструкциях следовало бы сдвигать континенты не в их современных границах, а древние континенты с очертаниями, заметно отличающимися от нынешних.

В северной части Атлантического океана такое сближение невозможно из-за сплошного развития здесь мелководных осадков мелового и палеогенового возраста и весьма вероятно-го присутствия в этой акватории континентальной коры. В Южной Атлантике сдвигание Африки и Южной Америки не

исключено полностью, но оно не дает хорошей схожести их краевых зон, необходимой при мобилистской реконструкции.

На севере Индийского океана присутствие в позднем мезозое и раннем кайнозое обширных материковых масс вблизи Восточной Африки и Западной Австралии, а также намечающееся соединение Афро-Мадагаскаро-Маскаренского суперконтинента с Индостаном делают мобилистскую реконструкцию весьма проблематичной. Отделение Индостана от Афро-Мадагаскаро-Маскаренского суперконтинента не спасает положение. В этом случае для обеспечения гипотетического дрейфа Индостана от Антарктиды к его современной позиции требуется предположить, что мезозойский Индийский океан был значительно шире современного. Иначе говоря, при сохранении современных размеров северной половины океана Индостан не смог бы «протиснуться» между континентальными массивами, располагавшимися в прошлом на северо-западе и северо-востоке мезозойского Индийского океана, а ныне опущенными. Предположение же о ширине мезозойского океана, большей современной, означает, что начавшееся позднее расплавление литосферных плит от срединно-океанического хребта почему-то сопровождалось в Индийском океане не его раскрытием, а закрытием.

8. Материал, полученный при бурении в средиземных морях, показал, что в их границах еще сравнительно недавно существовала континентальная кора. Это ставит под сомнение то, что «океаническая» кора, фиксируемая в их акваториях геофизическими методами, действительно такова. Эти результаты оказались настолько значительными, что побудили некоторых сторонников мобилизма признать, что в средиземных морях континентальная кора трансформировалась в океаническую.

При бурении в акваториях средиземных морей обнаружено широкое развитие в их пределах молодых некомпенсированных опусканий, что сближает эти бассейны с океанами.

В то же время в результате бурения установлены признаки, отличающие тектоническое развитие внутренних морей от развития океанов атлантического типа. Важнейшие из них — отчетливая приуроченность нисходящих движений в пределах котловин средиземных морей к эпохам поднятий и складчатости в геосинклиналях и относительно слабое развитие базитового магматизма.

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968. 253 с.
2. Бенксон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., Мир, 1972. 319 с.
3. Браун Д., Кембелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Мир, 1970. 347 с.
4. Гелосия и рудные месторождения Среднего Востока/Ю. С. Перфильев, А. В. Бордов, В. В. Веселов и др. МГ СССР, Нилзарубежгеология, Труды, вып. 24. М., Недра, 1973. 381 с.
5. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. Международная Индоазиатская экспедиция. АН СССР, ГУГК при СМ СССР. М., 1975. 151 с.
6. Маловицкий Ю. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978. 95 с.
7. Непрочков Ю. П. Мощности осадков котловины Аравийского моря. — Докл. АН СССР, т. 139, № 1, 1961, с. 177—179.
8. Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеоиздат, 1974. 631 с.
9. Петришевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. — Бюл. МОИП, новая серия отд. геол., т. XXXVI, № 4, 1961, с. 122—154.
10. Пицаровский Ю. М., Беэрков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. — Геотектоника, № 6, 1973, с. 3—19.
11. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-б 1:5 000 000). М., Наука, 1966. 487 с.
12. Тектоника Африки. М., Мир, 1973. 540 с.
13. Шейман Ю. М. Черки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., Недра, 1968. 231 с.
14. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Vol. 48, supl. G. Fonseca a Santos Ltda, Sao Paulo, 1976. 386 p.
15. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1973—1976. Trieste.
16. Canadian Journal of Earth Sciences. Published by The National Research Council of Canada, 1968—1970.
17. Coleman R. G. Geological map of the Red Sea. 1973. US Geological Survey.
18. Compagnie Francaise des Petroles. Notes et Memoire. Paris, 1974. 406 p.
19. Deep-Sea Research. Oxford, New York, London, Paris, Pergamon Press Ltd, 1967—1969.
20. Donovan D. T. The Jurassic and Cretaceous Systems in East Greenland. Meddelelser om Grønland, Kommiss. for vidensk. Undersøgelser i Grønland. Bd. 155, Nr 4, København. C. A. Reitzels Forlag, 1975. 214 s.
21. Earth and Planetary Science Letters. Amsterdam. Elsevier Scientific Publishing Company/North-Holland Publishing Company, 1974—1978.
22. Geological Magazine. S. Austin a: Sons, Ltd, Herford/Cambridge University Press, Cambridge. 1968—1970.
23. Geologischen Rundschau. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart, 1958—1974.
24. Geological Society of America Bulletin. New York. Colorado. Published by the Society, 1935—1981.
25. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London. Published by the Royal Astronomical Society by Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne 1969—1978.
26. Geotimes. News of the Earth Sciences. Published American Geological Institute, 1977.
27. Gould H. R. Some quantitative aspects of Lake Mead turbidities currents. In: Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water—a symposium. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spes. publ. 1951, 2, p. 34—52.
28. Grover H. C. and Howard C. S. The passage of turbid water through Lake Mead. Am: Soc: Civil. Engin. Journal Hydraulica Div., 1938, vol. 103, p. 720—782.
29. Haughton S. H. The stratigraphic history of Africa south of the Sahara. Oliver and Boyd Ltd, Edinburgh and London, 1963, 365 p.
30. Hayes D. E., Connolly J. R. Bathymetry of the Southeast Indian Ocean. Lamont-Doherty Geological Observatory Columbia University. University of South Carolina, 1971.
31. Initial Core Descriptions Deep Sea Drilling Project. University of California, San Diego, Scripps Institution of Oceanography, 1975—1976.
32. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office, Washington, 1969—1980.
33. JOIDES Journal. JOIDES Office Woods Hole Oceanographic Institution, 1980.
34. Journal of the Geological Society of London. Blackwell Scientific Publications Ltd. Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, 1978—1979.
35. Journal of Geophysical Research. Published by American Geophysical Union. Washington, 1962—1981.
36. Journal of Geophysics 1978—1980.
37. Journal of Marine Research. Sears Foundation for marine Research. Bingham Oceanographic Laboratory, Yale University. New Haven. Copenhagen. 1967—1968.
38. Marine Geology. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 1967—1976.
39. Morelli C. Geophysics of the Mediterranean. In: News-Letter of the cooperative investigations in the Mediterranean. Bull. CIEM, Monaco, 1975, 260 p.
40. Nature. Memillan Journals Ltd, 1961—1974.
41. Reconnaissance geology of part of West Pakistan. A Colombo Plan Cooperative Project. Conduct. and compil. by Hanling Surv. Corporation. Toronto, Canada, 1960.
42. Reed F. R. C. The geology of the British Empire. 2nd Ed., Edward Arnolds, London, 1949, 764 p.
43. Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique. Vol. XV, fasc. 1-2 (2) Paris. Masson et Cie Editeurs, 216 p.
44. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. University Printing House, Cambridge. Ser A: 1966—1970; Ser B: 1971—1972.
45. Science. Published by The American Association for the Advancement of Science. 1963—1960.
46. Seismological Society of America Bulletin. Published by the Society, 1970—1973.
47. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Published by The American Association of Petroleum Geologists, 1974—1972.
48. The Journal of Geology. The University of Chicago Press, Chicago, 1970—1977.
49. The Ocean Basins and Margins. Vol. 4A. The Eastern Mediterranean. New York a. London, Plenum Press, 503 p.
50. Wadia D. N. The geology of India. London, McMillan a. Co Ltd. 536 p.

УКАЗАТЕЛЬ СКВАЖИН

- 1 — (Ac, —, 1, 6, 13)<sup>1)</sup> — 45, 123, 124  
 2 — (Ac, —, 1, 6, 13) — 123, 125  
 3 — (Ac, —, 1, 6, 13) — 45, 123—125  
 4 — (A, —, 1, 1, 6) — 23, 30, 31, 36—  
 39, 41—47, 119  
 5 — (A, —, 1, 1, 6) — 23, 30, 31, 36—  
 39, 44, 45  
 6 — (A, —, 1, 1, 6) — 23, 26, 27, 38,  
 119  
 7 — (A, —, 1, 1, 6) — 23, 26, 27, 38,  
 119  
 8 — (A, —, 2, 1, 6) — 23, 29, 38  
 9 — (A, Б, 2, 1, 6) — 23—25  
 10 — (A, Б, 2, 1, 6) — 23, 24, 39, 119  
 11 — (A, Б, 2, 1, 5) — 12, 14, 19  
 12 — (A, —, 2, 1, 7) — 48, 67, 82  
 13 — (A, —, 3, 1, 8) — 78, 80, 81  
 14 — (A, Б, 3, 1, 5) — 12, 16  
 15 — (A, Б, 3, 1, 5) — 12, 16  
 16 — (A, Б, 3, 1, 5) — 12, 16  
 17 — (A, Б, 3, 3, 10) — 98, 99  
 18 — (A, Б, 3, 1, 5) — 12, 17  
 19 — (A, Б, 3, 3, 9) — 83, 84  
 20 — (A, Б, 3, 3, 9) — 83, 85  
 21 — (A, —, 3, 3, 9) — 83, 85—87,  
 94, 95  
 22 — (A, —, 3, 3, 9) — 83, 85—87, 94  
 23 — (A, Б, 4, 3, 9) — 82, 83  
 24 — (A, —, 4, 3, 9) — 82, 83  
 25 — (A, —, 4, 1, 8) — 78, 79

<sup>1)</sup> — В скобках буквы обозначают акватория, в пределах которых расположены скважины, и тип пород, слогающих акустический фундамент: А — Атлантический океан, Ао — окраинные моря Атлантического океана, И — Индийский океан, Ио — окраинные моря Индийского океана, Ас — Американское средиземноморье, АЕс — Афро-Евразийское средиземноморье; Б — акустический фундамент сложен базальтами, долеритами или габбро; Д — дацитами или риолитами, Ан — андезитами, Л — лампрофирами, М — метаморфическими породами континентального генезиса, Г — гранитоидами; прочерк — акустический фундамент скважины не вскрыт. Первая цифра в скобках — номер рейса, соответствующий номеру тома отчета Проекта глубоководного бурения, вторая — номер рисунка, на котором показано расположение скважины, третья — цифра — номер таблицы с координатами скважины. Звездочками отмечены точки, в которых бурение или отбор керна не проводился.

- 101 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 30—32,  
 39, 40, 44  
 102 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 30, 32  
 103 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 30, 32  
 104 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 30, 32  
 105 — (A, Б, 11, 1, 6) — 23, 29, 39—  
 41, 44—46, 119  
 106 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 29, 30  
 107 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 29, 30  
 108 — (A, —, 11, 1, 6) — 23, 29, 30,  
 38, 119  
 109 — \*  
 110 — \*  
 111 — (A, —, 12, 1, 6) — 23, 24, 36,  
 38—41, 43—46  
 112 — (A, Б, 12, 1, 6) — 22, 23, 38  
 113 — (A, —, 12, 1, 6) — 22, 23, 36,  
 37  
 114 — (A, Б, 12, 1, 5) — 12, 17, 18  
 115 — (A, —, 12, 1, 7) — 47, 48, 51,  
 68, 70  
 116 — (A, —, 12, 1, 7) — 22, 48, 51,  
 52, 68—70  
 117 — (A, Б, 12, 1, 7) — 22, 48, 52,  
 69, 70  
 118 — (A, Б, 12, 1, 7) — 48, 54, 55,  
 70, 71  
 119 — (A, —, 12, 1, 7) — 48, 54, 55,  
 70, 71  
 120 — (A, Б, 13, 1, 7) — 48, 57, 58  
 121 — (АЕс, М, Г, 13, 7, 15) — 139,  
 141, 142, 172  
 122 — (АЕс, Д, Б, 13, 7, 15) — 141—  
 143  
 123 — (АЕс, Д, Ан, 13, 7, 15) — 141—  
 143, 159  
 124 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 143,  
 144  
 125 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 147  
 126 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 147,  
 148, 159  
 127/128 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141,  
 147, 148  
 129 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 149,  
 159  
 130 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 149  
 131 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 149  
 132 — (АЕс, —, 13, 7, 15) — 141, 145  
 133/134 — (АЕс, М, 13, 7, 15) — 141,  
 143, 144, 158, 172  
 135 — (A, —, 14, 1, 7) — 48, 57, 68,  
 70  
 136 — (A, Б, 14, 1, 7) — 48, 57  
 137 — (A, Б, 14, 1, 7) — 48, 67, 68,  
 70, 77, 82  
 138 — (A, Б, 14, 1, 7) — 48, 68, 70,  
 77, 82  
 139 — (A, —, 14, 1, 7) — 48, 66, 82  
 140 — (A, —, 14, 1, 7) — 48, 67, 82  
 141 — (A, Б, 14, 1, 7) — 48, 67, 82  
 142 — (A, —, 14, 1, 8) — 78, 79  
 143 — (A, —, 14, 1, 8) — 78—80  
 144 — (A, —, 14, 1, 8) — 78—80  
 145 — \*  
 146 — (Ac, Б, 15, 6, 14) — 127, 128,  
 133  
 147 — (Ac, —, 15, 6, 14) — 127, 128,  
 132  
 148 — (Ac, —, 15, 6, 14) — 127, 128  
 149 — (Ac, Б, 15, 6, 14) — 127, 129  
 150 — (Ac, Б, 15, 6, 14) — 127, 129,  
 133  
 151 — (Ac, Б, 15, 6, 14) — 127, 130  
 152 — (Ac, Б, 15, 6, 14) — 127, 132,  
 133  
 153 — (Ac, Б, 15, 6, 14) — 127, 130,  
 133  
 154 — (Ac, —, 15, 6, 14) — 127, 131—  
 133  
 211 — (И, Б, 22, 11, 21) — 199, 200,  
 216, 218  
 212 — (И, Б, 22, 11, 21) — 199, 203,  
 216, 222  
 213 — (И, Б, 22, 11, 21) — 199, 200,  
 215, 216, 218  
 214 — (И, Ан, 22, 11, 21) — 199, 209,  
 210, 216, 218, 222, 223  
 215 — (И, Б, 22, 11, 21) — 199, 207,  
 216, 244  
 216 — (И, Б, 22, 11, 21) — 199, 209,  
 216, 218, 222, 223  
 217 — (И, —, 22, 11, 21) — 199, 208,  
 209, 216, 222  
 218 — (Ио, —, 22, 11, 23) — 233, 234  
 219 — (Ио, —, 23А, 11, 23) — 234,  
 235, 240  
 220 — (Ио, Б, 23А, 11, 23) — 234,  
 236, 240  
 221 — (Ио, Б, 23А, 11, 23) — 234,  
 236, 237

- 222—(Ho, —, 23A, 11, 23)—234, 237
- 223—(Ho, B, 23A, 11, 23)—234, 237, 238, 243
- 224—(Ho, B, J, 23A, 11, 23)—234, 237, 239, 243
- 225—(AEc, —, 23, 11, 16)—151
- 226—(AEc, B, 23, 11, 16)—151
- 227—(AEc, —, 23, 11, 16)—151
- 228—(AEc, —, 23, 11, 16)—151, 152
- 229—(AEc, —, 23, 11, 16)—151, 152
- 230—(AEc, —, 23, 11, 16)—151, 152
- 231—(H, B, 24, 11, 19)—180, 182
- 232—(H, —, 24, 11, 19)—180, 182
- 233—(H, B, 24, 11, 19)—180, 182
- 234—(H, —, 24, 11, 20)—183, 184, 196
- 235—(H, B, 24, 11, 20)—45, 183, 184, 196
- 236—(H, B, 24, 11, 20)—183—185, 193, 194
- 237—(H, —, 24, 11, 20)—183, 190, 191, 194, 196
- 238—(H, B, 24, 11, 19)—180—182
- 239—(H, B, 25, 11, 20)—183, 189
- 240—(H, B, 25, 11, 20)—183, 185, 186, 193, 196
- 241—(H, —, 25, 11, 20)—183, 185, 186
- 242—(H, —, 25, 11, 20)—183, 186, 187, 196
- 243/244—(H, —, 25, 11, 20)—183, 187, 188, 196
- 245—(H, B, 25, 11, 20)—183, 189, 190, 193, 196
- 246/247—(H, —, 25, 11, 20)—183, 195, 196
- 248—(H, B, 25, 11, 20)—183, 188, 193, 196
- 249—(H, B, 25, 11, 20)—183, 193—196
- 250—(H, B, 26, 11, 20)—183, 188, 189
- 251—(H, B, 26, 11, 19)—180, 181
- 252—(H, —, 26, 11, 20)—183, 190, 196
- 253—(H, B, 26, 11, 21)—199, 210, 211, 216
- 254—(H, B, 26, 11, 21)—199, 210—212, 216, 218
- 255—(H, —, 26, 11, 21)—199, 212, 213, 216, 222
- 256—(H, B, 26, 11, 21)—199, 203, 204, 216, 222
- 257—(H, B, 26, 11, 21)—199, 204, 216, 217, 220
- 258—(H, —, 26, 11, 21)—199, 213, 214, 216, 217, 221
- 259—(H, B, 27, 11, 21)—199, 204, 205, 216, 217
- 260—(H, B, 27, 11, 21)—199, 206, 207, 216—218
- 261—(H, B, 27, 11, 21)—199—202, 206, 216, 217, 221, 243
- 262—(H, —, 27, 11, 21)—199, 202, 215
- 263—(H, —, 27, 11, 21)—199, 202, 203, 216, 217
- 264—(H, —, 28, 11, 21)—199, 215, 216, 219
- 265—(H, B, 28, 11, 22)—223—225
- 266—(H, B, 28, 11, 22)—223, 225
- 267—(H, B, 28, 11, 22)—223, 225, 229
- 268—(H, —, 28, 11, 22)—223, 225, 226
- 269—(H, —, 28, 11, 22)—223, 226
- 280—(H, B, 29, 11, 22)—223, 226, 227, 229—233
- 281—(H, —, 29, 11, 22)—223, 226—233
- 282—(H, B, 29, 11, 22)—223, 226, 228—231, 233
- 327—(A, —, 36, 3, 9)—83, 91, 93, 94, 96
- 328—(A, —, 36, 3, 9)—83, 91
- 329—(A, —, 36, 3, 9)—83, 92—94
- 330—(A, M, 36, 3, 9)—83, 92—96, 102
- 331—(A, —, 36, 3, 9)—83, 90
- 332—(A, B, 37, 1, 5)—12, 13, 18
- 333—(A, B, 37, 1, 5)—12, 13, 18
- 334—(A, B, 37, 1, 5)—12, 13, 18
- 335—(A, B, 37, 1, 5)—12—14, 18
- 336—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 106, 111—113
- 337—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 107, 111—114
- 338—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 108, 109, 111—113
- 339—(Ao, —, 38, 4, 11)—105, 108, 111
- 340—(Ao, —, 38, 4, 11)—105, 108, 109, 111
- 341—(Ao, —, 38, 4, 11)—105, 108, 109, 112
- 342—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 108, 111—113
- 343—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 107, 111, 112
- 344—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 110, 112, 113
- 345—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 107, 108, 111—113
- 346—(Ao, —, 38, 4, 11)—105, 109, 111
- 347—(Ao, —, 38, 4, 11)—105, 110
- 348—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 109, 111—114
- 349—(Ao, —, 38, 4, 11)—105, 110, 111
- 350—(Ao, B, 38, 4, 11)—105, 109, 111—113
- 351—\*
- 352—(Ao, —, 38, 4, 11)—22, 105—107, 111
- 353—(A, —, 39, 1, 5)—12, 15, 20, 21, 131
- 354—(A, B, 39, 1, 8)—20, 78, 79
- 355—(A, B, 39, 3, 9)—45, 46, 83
- 356—(A, —, 39, 3, 9)—83, 84, 88, 89, 91, 94, 102
- 357—(A, —, 39, 3, 9)—83, 85—87, 89, 91, 94
- 358—(A, —, 39, 3, 9)—83, 91, 94
- 359—(A, B, 39, 3, 10)—98, 100, 104
- 360—(A, —, 40, 3, 10)—98, 100—102
- 361—(A, —, 40, 3, 10)—98, 100—102
- 362—(A, —, 40, 3, 10)—98, 99, 103
- 363—(A, —, 40, 3, 10)—98, 99, 100, 103
- 364—(A, —, 40, 3, 10)—97, 98
- 365—(A, —, 40, 3, 10)—98, 99
- 366—(A, —, 41, 1, 8)—78, 80
- 367—(A, B, 41, 1, 8)—78, 81, 82
- 368—(A, B, 41, 1, 7)—48, 66, 67, 82
- 369—(A, —, 41, 1, 7)—48, 61, 62, 65
- 370—(A, —, 41, 1, 7)—48, 57—59, 68—70
- 371—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 142, 144
- 372—(AEc, —, 42, 7, 15)—141—143, 158, 159
- 373—(AEc, B, 42, 7, 15)—141, 145, 146, 159
- 374—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 146—148
- 375—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 149, 150, 159
- 376—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 149, 150
- 377—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 147, 148, 159
- 378—(AEc, —, 42, 7, 15)—5, 141, 150, 158
- 379—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 150
- 380—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 150
- 381—(AEc, —, 42, 7, 15)—141, 151
- 382—(A, B, 43, 1, 6)—23, 25, 36, 37, 39, 40, 45, 46, 119
- 383—(A, —, 43, 1, 6)—23, 25
- 384—(A, B, 43, 1, 6)—23, 25, 39, 45, 46
- 385—(A, B, 43, 1, 6)—23, 25, 26, 39, 40, 47
- 386—(A, B, 43, 1, 6)—24, 26, 27, 39, 40, 47
- 387—(A, B, 43, 1, 6)—24, 26, 27, 38—40, 45—47
- 388—(A, —, 44, 1, 6)—23, 29, 30
- 389—(A, —, 44, 1, 6)—23, 32, 36, 37, 42, 48
- 390—(A, —, 44, 1, 6)—23, 33, 39, 41
- 391—(A, —, 44, 1, 6)—23, 30, 34—37, 39, 41, 43, 47, 120
- 392—(A, —, 44, 1, 6)—23, 33, 34, 39, 41
- 393—(A, —, 44, 1, 6)—23, 35, 37
- 394—(A, —, 44, 1, 6)—23, 30, 35—37
- 395—(A, B, 45, 1, 5)—12, 15, 19

396 — (А, Б, 46, 1, 5) — 12, 15, 19, 20, 42	413 — (А, Б, 49, 1, 5) — 12—14, 19, 414 — *
397 — (А, —, 47, 1, 7) — 48, 61—66, 68—70, 119	415 — (А, —, 50, 1, 7) — 48, 60 61, 68, 70, 72, 76
398 — (А, —, 47, 1, 7) — 48, 55, 56, 70	416 — (А, —, 50, 1, 7) — 48, 57—60, 68—70, 76
399 — (А, —, 48, 1, 7) — 52	417 — (А, Б, 51—53, 1, 6) — 26—29, 40
400 — (А, —, 48, 1, 7) — 48, 52, 53, 70, 71	418 — (А, Б, 51—53, 1, 6) — 24, 26, 28, 29, 40
401 — (А, —, 48, 1, 7) — 48, 52—54, 69—71	502 — (Ас, —, 68, 6, 13) — 127, 132
402 — (А, —, 48, 1, 7) — 47, 48, 52—54, 69—71	511 — (А, —, 71, 3, 9) — 83, 93, 94, 116
Набор Зах 95 стр 9 Бабацшма 15 В	512 — (А, —, 71, 3, 9) — 83, 93, 94, 116
403 — (А, —, 48, 1, 7) — 47, 48—51, 68, 69	513 — (А, Б, 71, 3, 9) — 83, 91, 94, 116
404 — (А, —, 48, 1, 7) — 47—51	514 — (А, —, 71, 3, 9) — 83, 91, 94, 116
405 — (А, —, 48, 1, 7) — 47—51	515 — (А, —, 72, 3, 9) — 83, 85, 94, 116
406 — (А, —, 48, 1, 7) — 47—51	516 — (А, Б, 72, 3, 9) — 83, 86, 87, 94, 116
407 — (А, Б, 49, 1, 6) — 22, 23, 36, 38, 44—46	517 — (А, —, 72, 3, 9) — 83, 87, 94, 116
408 — (А, Б, 49, 1, 5) — 11, 12, 17, 18	518 — (А, —, 72, 3, 9) — 83, 87, 94, 116
409 — (А, Б, 49, 1, 5) — 10, 12, 17, 18	
410 — (А, Б, 49, 1, 5) — 12, 13, 18	
411 — (А, Б, 49, 1, 5) — 12—14, 19	
412 — (А, Б, 49, 1, 5) — 12—14, 19	

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава 1. Распределение глубоководных скважин в акватории Мирового океана . . . . .	5
Глава 2. Атлантический океан . . . . .	10
Глава 3. Американские и Афро-Евразийские средиземные моря . . . . .	123
Глава 4. Индийский океан . . . . .	180
Заключение . . . . .	256
Литература . . . . .	264
Указатель скважин . . . . .	266