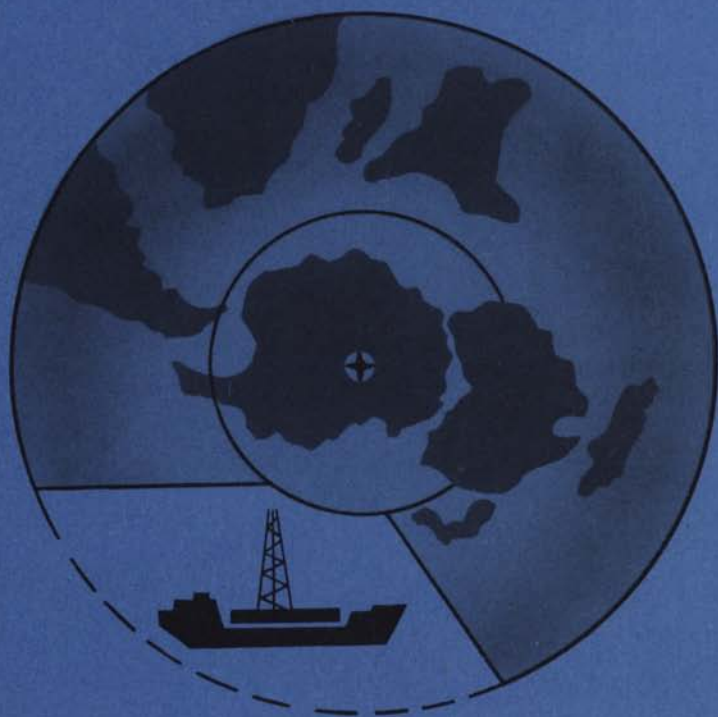




В. А. Крашенинников, И. А. Басов

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛА ЮЖНОГО ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ 191 «ПАЛЕОКЛИМАТЫ МЕЛА»



В. А. КРАШЕНИННИКОВ, И. А. БАСОВ

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛА ЮЖНОГО ОКЕАНА

Труды, вып. 394



МОСКВА
«НАУКА»
1985

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
International Geological Correlation Programme
Project 191 "Cretaceous Paleoclimatology"

V. A. Krasheninnikov, I. A. Basov

CRETACEOUS STRATIGRAPHY
OF THE SOUTHERN OCEAN

Transactions, vol. 394

Крашенинников В. А., Басов И. А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 176 с. (Тр./ГИН; Вып. 394).

Книга посвящена стратиграфии меловых отложений зоны высоких широт южного полушария (приантарктическая часть океана), а также геологической и климатической истории мелового времени этой области. По планктонным фораминиферам проводится корреляция с меловыми осадками тепловодной области. Приводится описание и изображение характерных видов планктонных и бентосных фораминифер и кальцисферулид.

Табл. 5. ил. 31 + 24 табл. микрофото, библиогр. с. 151—163 (376 назв.).

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев,
В. Г. Гербова, В. А. Крашенинников

Ответственный редактор

Т. П. Бондарева

Editorial Board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-Chief).
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P. P. Timofeev,
V. G. Gerbova, V. A. Krasheninnikov

Responsible editor:

T. P. Bondareva

ВВЕДЕНИЕ

Глубоководное бурение в океанах с борта бурового судна «Гломар Челленджер», которое проводилось в течение пятнадцати лет в акватории Мирового океана, положило начало систематическому изучению осадочного чехла и пород фундамента. Многими скважинами Проекта глубоководного бурения вскрыты мезозойские отложения — наиболее древние осадочные образования, залегающие на океанической коре и редко обнажающиеся на дне океанов. Благодаря полученным материалам стало возможным реконструировать историю осадконакопления на ранних этапах формирования осадочного чехла океанов, а также восстановить историю формирования океанических бассейнов и эволюцию системы циркуляции водных масс и климата планеты в прошлом.

В силу определенной ограниченности технических возможностей б/с «Гломар Челленджер» бурение проводилось главным образом в тропических, субтропических и умеренных широтах между 40° с. ш. и 40° ю. ш., где сосредоточено подавляющее большинство всех пробуренных скважин. Осадочные образования мезозойского и кайнозойского возраста высоких широт до последнего времени оставались малоизученными. Особенно это касается мезозойских отложений высоких широт южного полушария, где из проведенных пяти рейсов б/с «Гломар Челленджер» (28, 29, 35, 36 и 71-й рейсы) только в двух были вскрыты достаточно полные разрезы осадков мезозойского возраста. И тем не менее лишь материалы бурения в пределах высоких широт Южной Атлантики и сравнение их с данными бурения в умеренных широтах южного полушария позволили подойти к решению многих вопросов геологической истории не только этого региона, но и всего Южного океана.

Значение бурения в Южной Атлантике определяется двумя обстоятельствами.

Во-первых, большая часть южного полушария занята океаном. Разрозненные образцы мезозойских пород, полученные при драгировании на плато Кергелен [Quilty, 1973] и банке Агульяс [Saito, van Donk, 1974], принесли лишь отрывочную информацию о составе и возрасте мезозойских отложений высоких широт южного полушария.

Во-вторых, мезозойские отложения на континентах рассматриваемой области в отличие от северного полушария имеют сравнительно ограниченное распространение. Наиболее значительные области их развития отмечены на южных окончаниях Южной Америки и Африки, в Западной Австралии и на Северном и Южном островах Новой Зеландии. Нередко в этих регионах они слабо изучены по целому ряду причин. Мезозой Новой Зеландии сильно дислоцирован и трудно стратифицируется. Морской мезозой южной части Патагонии и Огненной Земли содержит скудную фауну. Морские мелководные отложения мезозоя Южной Африки, Большого Артезианского бассейна Австралии и западных районов этой страны характеризуются преимущественно бентосными эндемичными фаунами, затрудняющими корреляцию. Не отличается детальностью стратиграфия континентального мезозоя Южной Америки, Южной Африки и Антарктиды. Кроме того, повсеместно на континентах в южном полушарии отсутствуют более или менее полные разрезы мезозойских отложений, которые позволили бы проследить историю их формирования и провести их детальную стратификацию и корреляцию между собой и с одновозрастными отложениями других регионов.

Бурение в 36-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» на Фолклендском плато [Barker, Dalziel et al., 1977], вскрыв в скв. 327 и 330 мезозойские отложения, впервые позволило получить последовательность напластования мезозойских образований высоких широт

[illegible][illegible]

в едином разрезе, что, в свою очередь, дало возможность проследить историю геологического развития южной части Атлантического океана, эволюцию осадконакопления в ее пределах, смену палеоклиматических и палеоокеанологических событий в этом регионе. Однако в связи с эпизодическим отбором керна многие вопросы мезозойской истории геологического развития Южной Атлантики и биостратиграфического расчленения ее осадочного чехла оставались нерешенными.

Бурение в 71-м рейсе б/с «Гломар Челленджер», которое проводилось с непрерывным отбором керна на Фолклендском плато (банка Мориса Юинга) в непосредственной близости от скв. 327 и 330, позволило получить наиболее полный для высоких широт разрез мезозойских отложений и заполнить многие пробелы в познании истории геологического развития Южного океана, эволюции осадконакопления и биостратиграфии мезозойских образований высоких широт южного полушария.

Глубоководное бурение в этих широтах и стратиграфическое изучение развитых здесь мезозойских отложений выдвинули на первый план проблему предела применимости биостратиграфических шкал мезозоя, разработанных по различным группам известкового планктона для разновозрастных отложений низких широт. Известно, что многие тропические и субтропические виды планктонных известковых организмов, которые служат основой для создания зональных биостратиграфических схем, в высоких широтах имеют сокращенный интервал стратиграфического распространения либо вовсе отсутствуют. Холодноводные виды, преобладающие в комплексах микроорганизмов высоких широт, как правило, обладают широким временным распространением и соответственно более низким стратиграфическим разрешением. В этом случае детальное стратиграфическое расчленение отложений и их корреляция с синхронными образованиями низких широт оказываются затруднительными. Поэтому изучение здесь последовательной смены комплексов микроорганизмов в едином разрезе дает возможность выявить синхронность или асинхронность появлений и исчезновений тех или иных видов в отложениях высоких и низких широт и более уверенно провести их корреляцию.

Вторая проблема, которая тесно смыкается с предыдущей, касается широтной климатической зональности. Если такая зональность существовала в мезозойское время, как это имело место в кайнозое и наблюдается в настоящее время, то необходимо выяснить границы между климатическими зонами, что имеет немаловажное значение при стратиграфических корреляциях и для понимания причин миграции климатических поясов.

Изучение мезозойских отложений в Южной Атлантике, их стратиграфии и истории накопления помогает приблизиться к решению этих проблем и дает ключ к познанию эволюции Южно-Атлантического океанического бассейна с момента его заложения в результате раскола суперматерика Гондвана до окончательного формирования в процессе спрединга дна и постепенного океанического погружения.

В основе предлагаемой монографии лежат материалы 71-го рейса б/с «Гломар Челленджер» (г. Вальпараисо, Чили — г. Сантос, Бразилия). Научными руководителями рейса были В. А. Крашенинников (Геологический институт АН СССР) и У. Людвиг (Геологическая обсерватория Ламонт-Дохерти, США); И. А. Басов (Институт литосферы АН СССР) также был участником рейса. В целях более тщательного изучения мезозойских отложений Южного океана авторы монографии получили от Проекта глубоководного бурения (США) образцы осадков, извлеченных бурением в 36-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» на Фолклендском плато. Профессор Ш. Визе (Флоридский университет, г. Таллахасси, США) передал нам образцы мезозойских пород, драгированных на Фолклендском плато в Атлантическом океане и на плато Кергелен в Индийском океане с кораблей «Ислас Оркадас» и «Элтанни». Пользуясь случаем, мы выражаем нашу признательность руководству Проекта глубоководного бурения и профессору Ш. Визе за предоставленные материалы.

В определенной мере предлагаемая работа проводилась в рамках проекта № 191 «Палеоклиматы мела» Международной программы геологической корреляции.

Фотографирование фораминифер и кальцисферулид в сканирующем микроскопе выполнено В. В. Бернардом в Институте литосферы АН СССР, печатание пленок — И. Л. Зенякиной (Геологический институт АН СССР), которым авторы выражают свою благодарность.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКИХ ШИРОТ ЮЖНОГО ОКЕАНА

Мезозойские отложения в Южном океане имеют довольно широкое распространение, но эти сведения базируются главным образом на интерпретации геофизических (палеомагнитных) исследований и лишь частично на данных глубоководного бурения и драгировок (рис. 1). Наиболее обширные площади они занимают в Атлантическом секторе этого океанического бассейна, образуя широкие полосы вдоль Южной Америки, Африки и Антарктиды. По возрасту рассматриваемые отложения относятся к раннему и позднему мелу и располагаются на коре океанического типа. Юрские отложения установлены только на Фолклендском плато, где они перекрывают континентальный



Рис. 1. Возраст базальтового фундамента Южного океана по данным магнитных исследований и глубоководного бурения

1 — континентальная докембрийская кора: а — в океане, б — на континентах; 2—6 — возраст океанического фундамента: 2 — юрский, 3 — раннемеловой, 4 — позднемеловой, 5 — палеогеновый, 6 — неоген-четвертичный

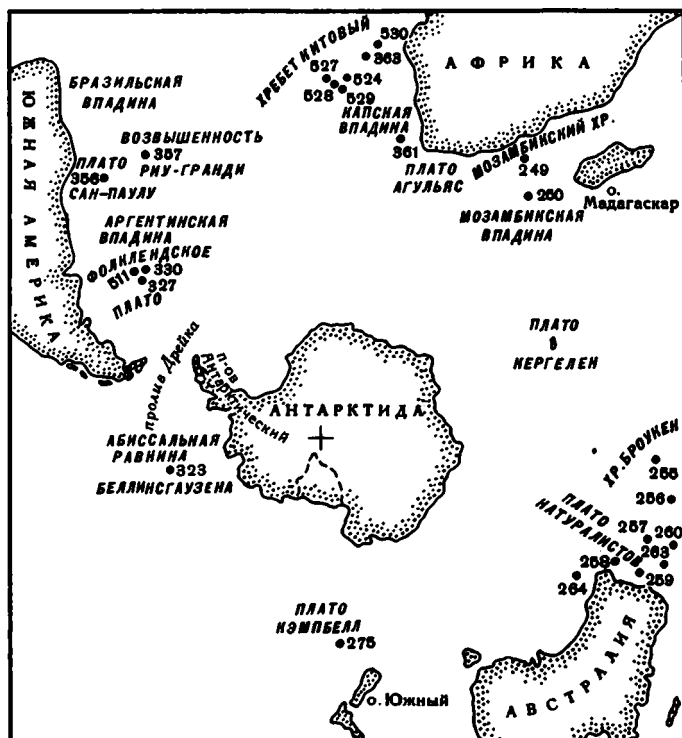


Рис. 2. Положение скважин глубоководного бурения в высоких широтах южного полушария и основные морфологические структуры дна Южного океана

фундамент. Их наличие можно предполагать также у континентального цоколя Антарктиды (в море Уэдделла и у Земли Королевы Мод).

В южной части Индийского океана мезозойские (меловые) отложения распространены у юго-восточного окончания Африки, вокруг о-ва Мадагаскар, к западу от материка Австралия и у континента Антарктида (до моря Дейвиса на востоке).

На юге Тихого океана главное поле развития меловых отложений находится в пределах Тасманова моря и к востоку от Новой Зеландии. По данным геофизических исследований предполагается также наличие относительно небольшого поля верхне-меловых отложений у берегов Антарктиды (вблизи Земли Уилкса и моря Росса). Оно отделено от области распространения пород мезозоя в Индоокеанском секторе Южного океана участком океанического фундамента, который непосредственно перекрывается осадками палеогена.

Мезозойские отложения в высоких широтах южного полушария вскрыты скважинами Проекта глубоководного бурения главным образом в южных частях Атлантического и Индийского океанов (рис. 2). В Южной Атлантике мезозойские отложения пробурены скв. 327, 330 и 511 (36-й и 71-й рейсы) в пределах Фолклендского плато, где получены их наиболее полные разрезы [Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig et al., 1980; Ludwig, Krashennnikov et al., 1983; Крашенинников, Басов, 1981]. Кроме того, они вскрыты в более низкоширотных районах этого бассейна, которые на ранних этапах его развития были тесно связаны между собой. Такими районами в юго-западной части Атлантического океана являются возвышенность Риу-Гранди (скв. 356) и плато Сан-Паулу (скв. 357), изучавшиеся в 39-м рейсе [Perch-Nielsen, Supko et al., 1977]. В умеренных широтах юго-восточной части Атлантического океана мезозойские образования пройдены скв. 361 в Капской впадине (40-й рейс) [Bolli, Ryan et al., 1978] и скв. 363, 524, 527—529 в районе Китового хребта (40, 73 и 74-й рейсы) [Bolli, Ryan et al., 1978; Hsü, LaBrecque et al., 1984; Moore, Rabinowitz et al., 1980].

В южной части Индийского океана мезозойские отложения вскрыты в районах Мозамбикского хребта (скв. 249), хребта Броукен (скв. 255), впадины Уортон (скв. 256), плато Натуралистов (скв. 258) и абиссальной равнины Перта (скв. 257 и 259) (25, 26 и 27-й рейсы б/с «Гломар Челленджер») [Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974; Veevers, Heirtzler et al., 1974]. Верхнемеловые осадки были также установлены при драгировках на банке Агульяс [Saito, van Donk, 1974] и плато Кергелен [Quilty, 1973].

На юге Тихого океана меловые отложения встречены лишь на плато Кэмпбелл в скв. 275 (29-й рейс) [Kennett, Houtz et al., 1974] и скв. в 323 (35-й рейс) в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена [Hollister, Craddock et al., 1976].

На смежных континентах микропалеонтологическую характеристику получили главным образом меловые отложения. В Южной Америке они выполняют Австралийский (или Магелланов) бассейн и ряд более мелких бассейнов Южной Патагонии [Herm, 1966; Malumian, 1969, 1978; Natland et al., 1974; Malumian, Masiuk, 1973, 1978; Malumian, Baez, 1976], на юге Африки — бассейн Зулу [Lambert, 1971; Lambert, Scheibnerova, 1972]. Аналогичные морские меловые осадки развиты в Западной Австралии и в пределах Большого Артезианского бассейна [Crespin, 1953, 1963; Belford, 1958, 1960; Edgell, 1954, 1957; Ludbrook, 1966; Scheibnerova, 1971a,b, 1972, 1980, 1981; Belford, Scheibnerova, 1971] и в Новой Зеландии [Webb, 1971].

Ниже приводится литологическая и микропалеонтологическая характеристика юрских и меловых отложений Южного океана, дается их биостратиграфическое расчленение и корреляция с одновозрастными осадками смежных континентов.

ФОЛКЛЕНДСКОЕ ПЛАТО

Фолклендское плато представляет собой возвышенность (надводную и подводную), протянувшуюся от континентального склона Южной Америки в широтном направлении на расстояние свыше 2000 км. Первоначально это плато считалось выступом континента Южная Америка, над единым цоколем которого поднимаются отдельные выступы (острова и подводные банки) [Ewing et al., 1971]. Последующие многоканальное сейсмопрофилирование, глубинное сейсмическое зондирование по методу преломленных волн, гравиметрические и палеомагнитные исследования вскрыли значительно более сложное строение Фолклендского плато [Ludwig et al., 1978; Ludwig, 1983; Ludwig, Rabinowitz, 1980; LaBrecque, Rabinowitz, 1977].

Геоморфологически Фолклендское плато отделено от континента Южная Америка Мальвинским прогибом, выполненным толщей осадочных пород мощностью около 8 км. Осадки, несомненно, располагаются на коре континентального типа. Так как бурение здесь не проводилось, возраст отложений достоверно неизвестен. По аналогии со смежным Магеллановым бассейном можно предполагать, что время заложения Мальвинского прогиба примерно то же самое, т. е. прогиб выполнен осадками юры, мела и кайнозоя. Однако основное прогибание имело место, очевидно, в олигоценное и неогенное время, ибо значительная часть толщи сложена рыхлыми осадками с низкими скоростями сейсмических волн.

В западной части Фолклендского плато находится Фолклендская платформа, в пределах которой расположены Фолклендские (Мальвинские) острова с выходами кристаллического фундамента и пород палеозоя (рис. 3). На востоке плато ограничивается банкой Мориса Юинга с полого округленной вершиной и глубинами менее 1500 м. Это плато представляет собой погруженный континентальный блок (микроконтинент), существование которого сначала было предсказано сейсмическими исследованиями (скорости волн 4,7—5,6 км/с), а затем подтверждено бурением — скв. 330 достигла кристаллического фундамента [Barker, Dalziel et al., 1977].

Фолклендская платформа и банка Мориса Юинга разделены впадиной Фолклендского плато с глубинами до 2600 м. Эта впадина занята толщей осадков мощностью свыше 5 км (рис. 4, 5). Примерно в 150 км к востоку от Фолклендских (Мальвинских) островов намечается очень быстрое возрастание мощности осадков и крутое падение поверхности континентального фундамента (см. рис. 4). Аналогичная картина

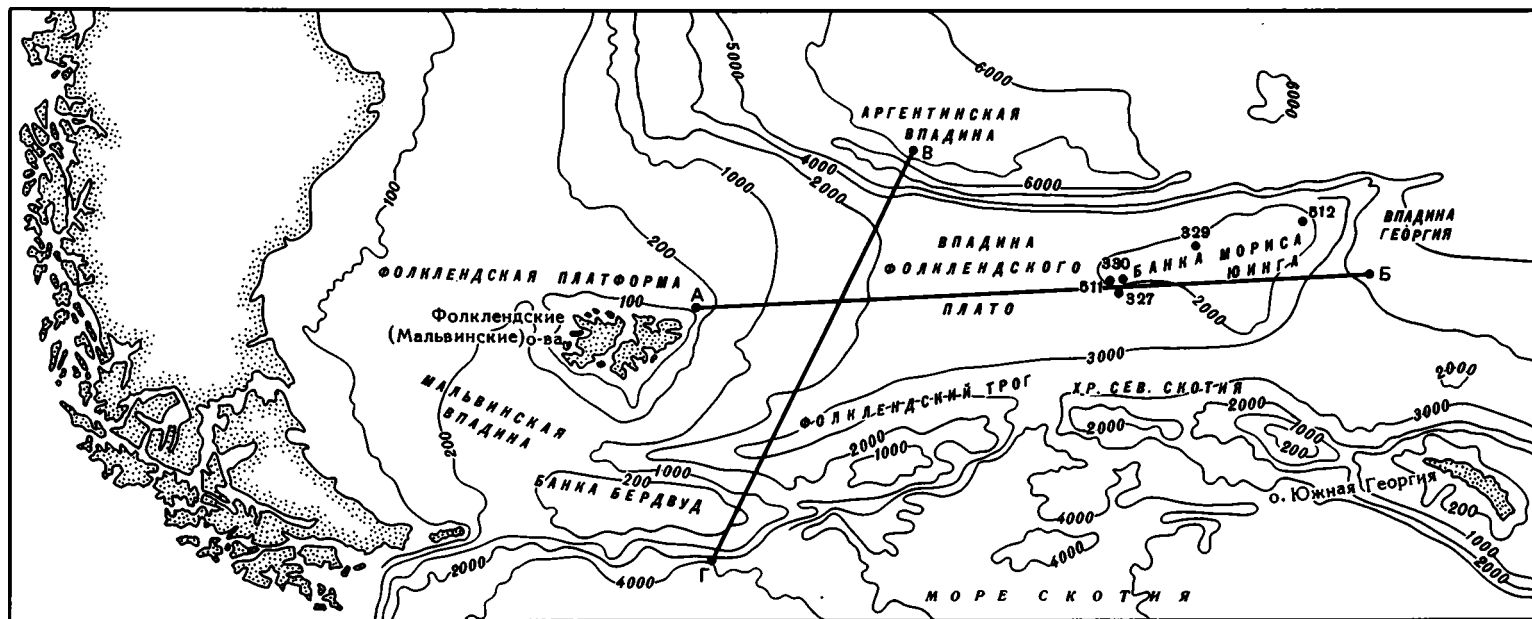


Рис. 3. Основные морфоструктурные элементы Фолклендского плато и прилегающей акватории Южной Атлантики
 А—Б — широтный сейсмический профиль (см. рис. 5); В—Г — субмеридиональный сейсмический профиль (см. рис. 6); точки с номерами — скважины глубоководного бурения

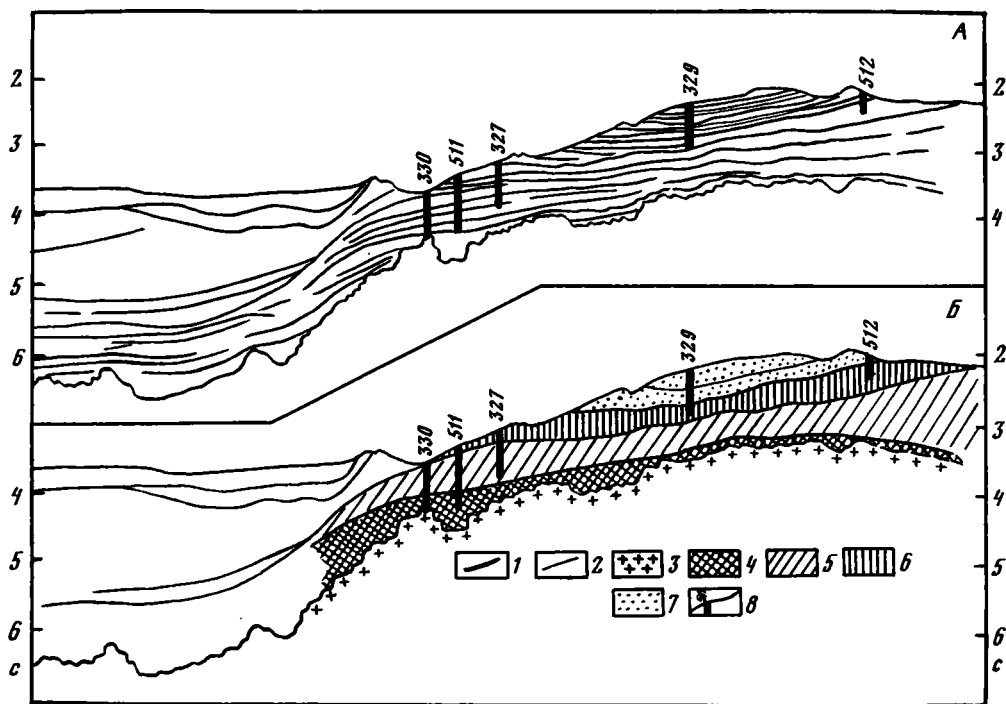


Рис. 4. Субширотный сейсмический профиль (А) через банку Мориса Юнга и его геологическая интерпретация (Б). Данные 36-го и 71-го рейсов б/с «Гломар Челленджер» [Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig et al., 1980] и отбора осадков грунтовыми трубками [Ciesielski, Wise, 1977]

1, 2 — отражающие горизонты: 1 — главные, 2 — второстепенные; 3 — докембрийский фундамент; 4—7 — отложения: 4 — юрские, 5 — меловые, 6 — палеогеновые, 7 — неогеновые (миоценовые); 8 — скважины глубоководного бурения и их номера

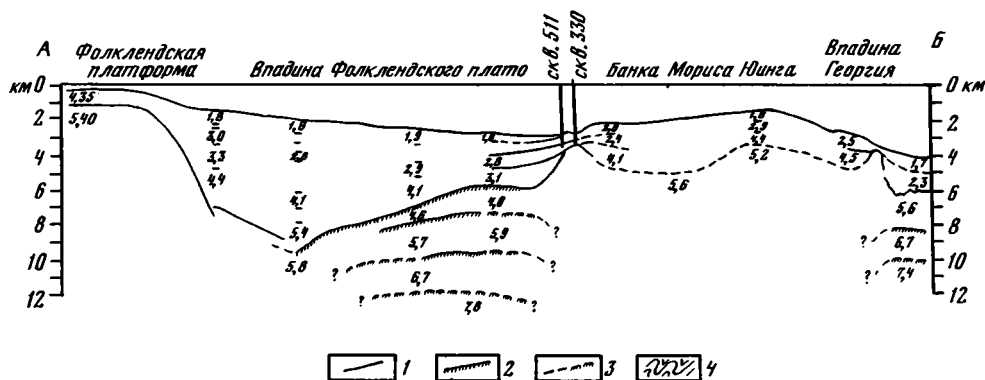


Рис. 5. Широтный сейсмический профиль по линии А—Б через Фолклендское плато по данным У. Людвиг [Ludwig, 1983]

Условные обозначения к рис. 5 и 6

1—3 — поверхности раздела: 1 — в осадочном чехле и континентальной коре, 2 — в океанической коре, 3 — в предположительно океанической коре; 4 — скучивание пород в результате тектонических горизонтальных движений. Цифры — скорости преломленных волн, км/с. Положение профиля см. на рис. 3

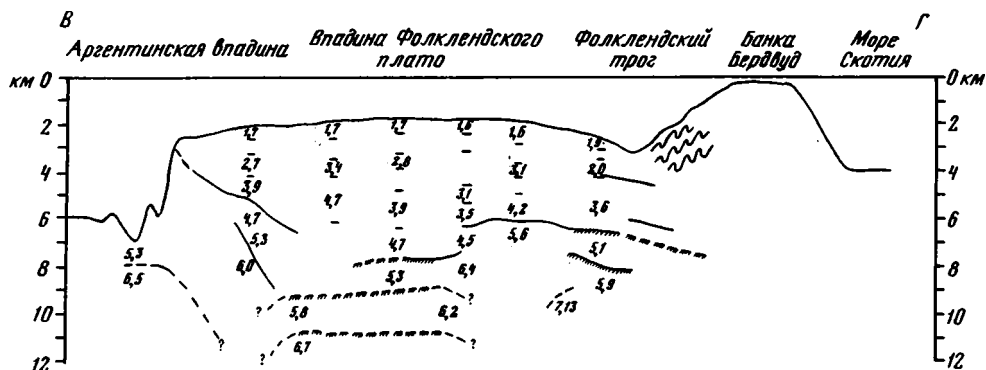


Рис. 6. Субмеридиональный сейсмический профиль по линии В—Г через Фолклендское плато по данным У. Людвиг [Ludwig, 1983]

Положение профиля см. на рис. 3

Условные обозначения см. на рис. 5

наблюдается и на востоке, у склона банки Мориса Юинга. Высокие скорости сейсмических волн (6,7—7,8 км/с) заставляют предполагать, что осадочный чехол впадины подстилается корой океанического типа или (что менее вероятно) сильно утоненной и тектонически переработанной континентальной корой [Ludwig et al., 1978; Ludwig, 1983]. Таким образом, банка Мориса Юинга может представлять собой независимый континентальный блок, отделенный от Фолклендской платформы океанической корой. Последнее обстоятельство накладывает особый отпечаток на палеогеографические реконструкции.

На севере Фолклендское плато ограничивается Фолклендским эскарпом, протягивающимся от континентального склона до 40° з. д. Эскарп очень круто обрывается к Аргентинской котловине (см. рис. 3, 6). Углы наклона иногда достигают 45°, и на протяжении 15 км перепад глубины достигает почти 3000 м (от 2200 до 5100 м).

Южный склон плато полого опускается к узкому Фолклендскому трог (см. рис. 3, 6). Осадки здесь подстилаются корой океанического типа, и лишь на крайнем западе, к северу от о-ва Стейтн (де-лос-Эстадос), трог в виде слабо выраженной депрессии переходит на континентальный склон Огненной Земли.

К югу от Фолклендского трога находится хребет Северный Скоттия — комплекс островов, подводных узких хребтов, скал и мелководных банок, протягивающийся на расстояние свыше 2000 км от Огненной Земли до о-ва Южная Георгия (см. рис. 3). Хребет является северным звеном петлевидной дуги Скоттия, соединяющей южную оконечность Южной Америки и Антарктический полуостров. Структурное единство северной части дуги Скоттия, кордильеры Анд и Антарктического полуострова подчеркивается близким составом осадочно-вулканогенного комплекса. Так, верхне-палеозойские граувакки и глинистые сланцы о-ва Южная Георгия очень близки к породам серии Тринити Антарктического полуострова, а нижнемеловая серия Кумберленд-бей этого острова (флишеподобное переслаивание граувакк, глинистых сланцев, туфитов и основных лав) аналогична толщам нижнего мела юга Огненной Земли [Dalziel, Elliot, 1973]. Породы хребта Северный Скоттия надвинуты к северу на отложения Фолклендского трога с образованием аккреционных призм и деформацией отложений [Ludwig, 1983].

С севера к Фолклендскому плато примыкает Аргентинская впадина, с востока — впадина Георгия. Обе они характеризуются корой океанического типа. Граница континентальной и океанической коры четко фиксируется резким изменением аномалий силы тяжести и появлением линейных магнитных аномалий. Самая древняя мезозойская аномалия G у подножия Фолклендского эскарпа прослежена также у континентального склона Аргентины и Южной Африки [Rabinowitz, LaBrecque, 1979].

Фолклендское плато оказывает огромное влияние на современную гидрологию и процесс осадконакопления Южной Атлантики. Несомненно, столь же велико было

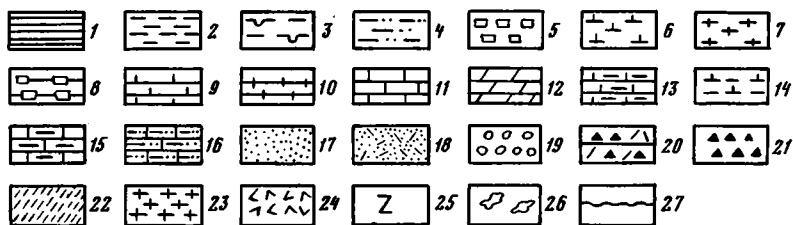
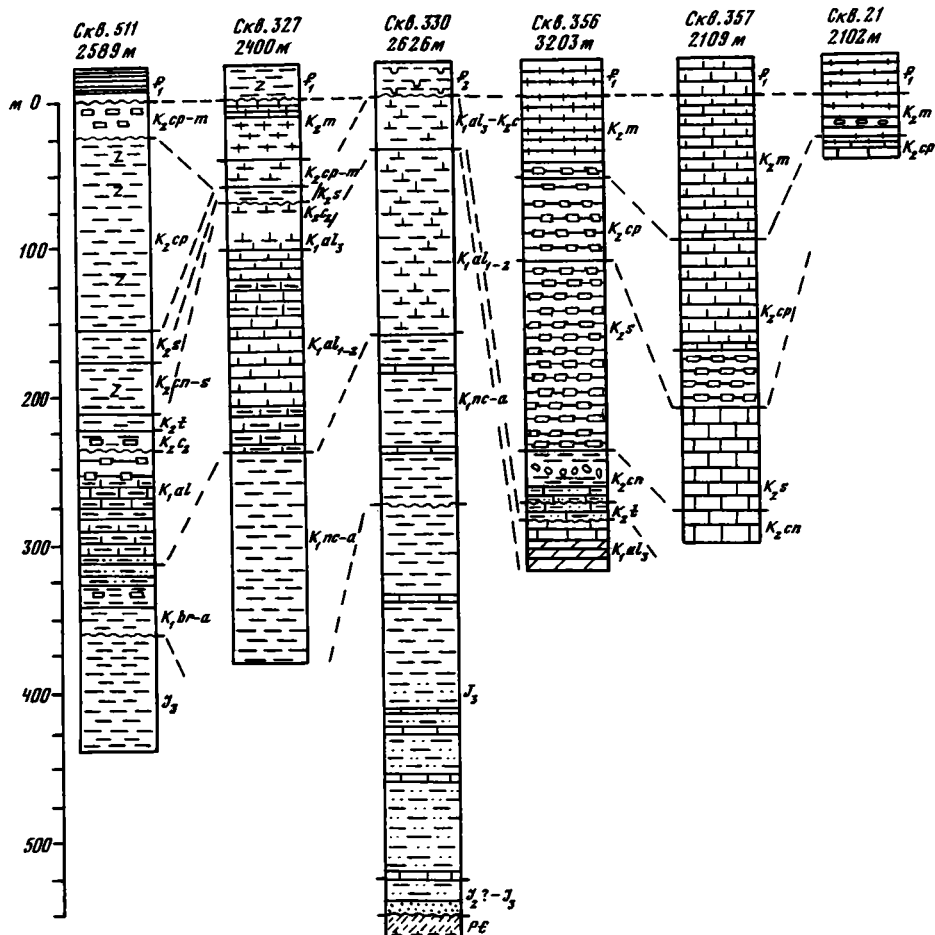


Рис. 7. Корреляция верхнеюрских—меловых отложений юго-западной части Южной Атлантики
Условные обозначения к рис. 7, 8, 10—12, 15

1 — пелагическая глина; 2 — глины и аргиллиты; 3 — диатомовый ил; 4 — алевролит; 5 — карбонатный ил; 6 — наннопланктонный ил; 7 — фораминиферовый ил; 8 — песчаный мел; 9 — наннопланктонный песчаный мел; 10 — нано-фораминиферовый песчаный мел; 11 — известняк; 12 — доломитизированный известняк; 13 — глинистый наннопланктонный мел; 14 — глинистый наннопланктонный ил; 15 — глинистый известняк; 16 — известковистый алевролит; 17 — песчанник; 18 — вулканокластический песчанник; 19 — глинистый конгломерат; 20 — вулканокластическая брекчия; 21 — кремни; 22 — гнейсы; 23 — гранитонды; 24 — толеитовый базальт; 25 — цеолиты; 26 — конкреции (пирита, доломита); 27 — перерывы в осадконакоплении

влияние плато и в геологическом прошлом. Страницы мезозойской истории представляют особый интерес. Неудивительно, что банка Мориса Юинга привлекла столь пристальное внимание геологов. Эрозионное воздействие антарктических водных масс привело к тому, что верхнемеловые отложения обнажаются на поверхности банки [Ciesielski et al., 1977; Ciesielski, Wise, 1977]. Но лишь бурение позволило познакомиться со всеми особенностями разреза юрских и меловых отложений.

Мезозойские отложения в пределах банки Мориса Юинга вскрыты тремя скважинами — 327 (50° 52,28' ю. ш., 46° 47,02' з. д., глубина океана 2400 м), 330 (50° 55,19' ю. ш., 46° 53,00' з. д., глубина океана 2626 м) и 511 (51° 00, 28' ю. ш., 46° 58,30' з. д., глубина океана 2589 м) (см. рис. 2). Одна из них (скв. 330) достигла складчатого кристаллического фундамента, сложенного докембрийскими гранитами и гнейсами. Абсолютный возраст пород фундамента, определенный рубидий-стронциевым методом, 535 ± 66 млн. лет [Beckinsale et al., 1977]. Как показывают сейсмические данные, поверхность фундамента очень неровная, с выступами и понижениями. Выше располагается толща осадков, полого наклоненная и увеличивающаяся по мощности к югу (рис. 6).

Скважины 327, 330 и 511 расположены в непосредственной близости одна от другой. Поэтому, несмотря на эпизодический отбор керна в двух первых из них и перерывы, отмеченные во всех скважинах, они хорошо коррелируются (рис. 7) и дают возможность составить сводный разрез мезозойских отложений этого региона. Особенно велико значение скв. 511, которая бурилась с непрерывным отбором керна. Разрез мезозойских отложений этой скважины можно считать опорным для Южной Атлантики (рис. 8, см. вкл.).

За редкими исключениями, мезозойские отложения банки Мориса Юинга содержат различные органические остатки (планктонные и бентосные фораминиферы, наннопланктон, кальцисферулиды, динофлагелляты, пыльца и споры, пеллециподы, белемниты, аммониты), что обеспечивает их биостратиграфическое расчленение и корреляцию с разновозрастными осадками других районов южного полушария. Разрешающие возможности перечисленных групп ископаемых организмов весьма неодинаковы, в связи с чем достоверность и детальность подразделения мезозойских отложений Фолклендского плато также в значительной мере различны [Basov et al., 1983].

Наиболее надежными группами в высоких широтах Южного океана, как и в низких широтах, остаются планктонные фораминиферы и наннопланктон. Однако здесь они находятся на грани своей биологической адаптации к низким температурам поверхностных вод и степень их стратиграфической разрешаемости уменьшается. Действительно, меловые отложения банки Мориса Юинга по планктонным фораминиферам и наннопланктону расчленяются лишь до яруса, причем границы остаются подчас неотчетливыми. Вместе с тем стратиграфическая разрешаемость этих групп колеблется и во времени в связи с климатическими колебаниями и географическими миграциями организмов, обусловленными эволюцией системы циркуляции придонных и поверхностных водных масс, а также в связи с тектонической эволюцией океанического бассейна.

В подразделении отложений юры и нижнего мела банки Мориса Юинга важная роль принадлежит спорово-пыльцевым комплексам, но здесь стратиграфия сталкивается с трудностями иного порядка. В Южной Африке и на юге Америки отсутствуют надежные палинологические стандарты, с которыми можно было бы коррелировать мезозойские толщи Фолклендского плато.

Рисунок 8 служит наглядной иллюстрацией стратиграфических возможностей бентосных фораминифер [Basov, Krashennnikov, 1983], планктонных фораминифер [Krashennnikov, Basov, 1983c], наннопланктона [Wise, 1983; Wind, Wise, 1983], макрофауны [Jeletzky, 1983], спорово-пыльцевых комплексов [Kotova, 1983] и кальцисферулид [Krashennnikov, Basov, 1983b].

Ниже приводится описание сводного разреза мезозойских отложений банки Мориса Юинга.

Юрские отложения в высоких широтах южного полушария имеют ограниченное распространение. По данным геофизических исследований, они окаймляют Антарктический материк в Атлантическом секторе Южного океана, протягиваясь узкой полосой от Земли Грейама до Земли Королевы Мод, а также слагают небольшое поле в пределах Фолклендского плато (см. рис. 1). Поскольку вблизи Антарктиды эти отложения практически недоступны для глубоководного бурения из-за тяжелой ледовой обстановки, Фолклендское плато приобретает особое значение. Пробуренные здесь скв. 330 и 511 юрские отложения дают возможность восстановить самый ранний этап формирования Южного океана. В обеих скважинах они представлены осадками, накопление которых происходило в условиях мелководного бассейна с ограниченной циркуляцией водных масс. По этой причине осадки содержат обедненный комплекс органических остатков (пыльца и споры, микрофауна и наннопланктон), которые позволяют определить возраст лишь приблизительно.

Суммарная мощность средне?-верхнеюрских отложений в скв. 330, достигшей кристаллического фундамента, составляет 290 м. В скв. 511, которая лишь вошла в верхнеюрские слои, вскрыто около 76 м отложений этого возраста (см. рис. 7, 8).

Средняя юра? — базальные слои верхней юры

Наиболее древние осадочные образования обнаружены в основании разреза скв. 330, где они располагаются на гранито-гнейсовом фундаменте. Эти отложения представлены литифицированными алевролитами и песчаниками с прослоями лигнитов неморского происхождения; мощность около 3 м. Они лишены каких-либо органических остатков и отнесены условно к средней юре — базальным слоям верхней юры на том основании, что без заметного несогласия перекрыты мелководными морскими верхнеюрскими осадками.

Верхняя юра

Келловей — нижний оксфорд

Отложения этого возраста в пределах банки Мориса Юнга вскрыты скв. 330 и 511.

В скв. 511 отложения келловей — нижнего оксфорда обнаружены в интервале песчаников и известняков. В верхней части присутствуют прослои, обогащенные органическим веществом. В основании разреза отмечен 20-сантиметровый прослой светлых аркозовых песчаников, по происхождению являющихся пляжными песками и отражающими начальный этап трансгрессии. Отложения в целом характеризуются повышенным содержанием терригенного материала и низким карбоната кальция (обычно не более нескольких процентов). Содержание органического углерода в верхней части разреза колеблется от 1,5 до 3,5%. По всей толще осадков присутствуют обломки и целые раковины бухид. Как правило, они встречаются в небольшом количестве, но в самой кровле становятся обычными. В средней части разреза (кern 12) изредка отмечаются фрагменты ростков белемнитов и раковин иноцерамов. В кернах 11 и 12 встречаются редкие ядра радиолярий, в керне 10 они становятся обильными. В кровле разреза постоянно присутствуют аптихи. Возраст осадков определяется присутствием наннопланктона, сходного с наннофлорой в скв. 511, но более бедного. Мощность отложений келловей — нижнего оксфорда 115 м.

В скв. 511 отложения келловей — нижнего оксфорда обнаружены в интервале 602—632 м (керны 67—70). Они представлены толщей переслаивающихся черных тонкослоистых сланцеватых аргиллитов и алевролитов, сильно обогащенных органическим веществом и жидкими и газообразными углеводородами. Некоторые прослои алевролитов содержат в заметном количестве наннофоссилии, за счет которых они становятся известковистыми или переходят в калькарениты и писчий мел серого и темно-серого цвета. Изредка присутствуют прослойки пирита. Содержание органического углерода

по всему разрезу колеблется от 2,6 до 3,6% в зависимости от степени обогащения отдельных прослоев органическим веществом. Характерной особенностью отложений является незначительная степень их биотурбации и наличие структур типа *cone-in-cone*. Органические остатки представлены фрагментами и целыми раковинами ауцеллин и рострами белемнитов, которые распределены равномерно по всему разрезу. Изредка присутствуют обломки раковин иноцерамов. Чаше встречаются остатки их призматического слоя, которые иногда целиком слагают тонкие пропластки. Планктонные и бентосные фораминиферы полностью отсутствуют.

Среди наннопланктона из карбонатных прослоев доминирует *Stephanolithion bigoti* (с длинными латеральными иглами) в сочетании с более редкими *S. hexum*. Последний вид в разрезах юрских отложений Западной и Северной Европы появляется в основании келловей (аммонитовая зона *Peltoceras athleta*), еще обычен в верхней части келловей (аммонитовая зона *Ergonoceras coronatum*) и в подчиненном количестве экзemplаров развит в нижнем оксфорде (аммонитовая зона *Cardioceras cordatum*). Учитывая это, Ш. Визе [Wise, 1983] относит рассматриваемые отложения к келловей — нижнему оксфорду. Отсутствие *Vekshinella stradneri* подтверждает это предположение.

К несколько иному выводу пришел Ю. Елецкий [Jeletzky, 1983], изучавший макрофауну из этих слоев (белемниты, бухиды). Наиболее часто здесь встречается *Belemnopsis cf. keari*, сопровождаемый *B. aff. orientalis*, *B. aff. spathi*, *B. spp.*, *Malayomaorica sp.*, *Jeletskiella falklandensis*, на основании чего выделяются слои с *Belemnopsis cf. keari*. Возраст их считается позднеюрским (оксфорд? — поздний кимеридж).

Верхний оксфорд — нижний титон

Отложения этого возраста установлены как в скв. 330, так и в скв. 511, причем в скв. 330 они, очевидно, относятся к нижней части рассматриваемого интервала.

В скв. 330 (керны 5—8) верхний оксфорд — нижний титон представлен толщей сапропелевых аргиллитов, согласно залегающих на породах келловей — нижнего оксфорда. В нижней части разреза присутствуют прослой известняков. Содержание карбоната кальция заметно возрастает по сравнению с подстилающими отложениями и колеблется от 5 до 20%. Концентрация органического углерода также увеличивается, достигая в отдельных горизонтах 5%. По всей толще отложений часто и в большом количестве присутствуют фрагменты и целые раковины бухид, обломки иноцерамов. Реже встречаются онихиты, а в керне 7 обломки аммонитов. Важным элементом являются палиноморфы, которые в мазках составляют до 30% объема, в то время как в подстилающих отложениях их содержание не превышало 1—2%. В небольшом количестве, но практически постоянно присутствуют наннофоссилии, представленные *Watznaueria communis*, *Cyclogelospaera mangereli*, *Zeugrhabdolithus erectus*, *Ethmorhabdus gallicus*, *Vekshinella stradneri*, *Axopodorhabdus cylindricus*, *Polypodorhabdus escaigi*, *Stephanolithion bigoti*, *Hexapodorhabdus ouvillieri*. Этот комплекс позволил Ш. Визе и Ф. Уинду [Wise, Wind, 1977] отнести отложения к зоне *Vekshinella stradneri* оксфордско-раннекимериджского возраста. Макрофауна (ауцеллы, иноцерамы, аммониты и белемниты) также свидетельствует о позднеюрском, скорее всего оксфордско-кимериджском возрасте слоев. Мощность осадков составляет 115 м.

В скв. 511 (керны 62—67) к верхнему оксфорду — кимериджу отнесены темные до черных сланцеватые аргиллиты, обогащенные органическим веществом. Наблюдаются отдельные тонкие (до 2 см) прослойки с пиритом. Породы обеднены карбонатом кальция (содержание CaCO_3 не превышает нескольких процентов) и характеризуются высокими концентрациями (до 3,3%) органического углерода.

По всему разрезу отложений верхнего оксфорда — нижнего титона встречаются обломки и, реже, целые раковины пелеципод (бухиды, иноцерамы), аммонитов и ростры белемнитов. Иногда они образуют тонкие прослой ракушечников. Отсюда определены *Malayomaorica occidentalis*, *Inoceramus ex gr. haasti* — *subhaasti*, *Belemnopsis cf. moluccana*, *B. cf. stolleyi*, *B. spp.*, *Hibolites spp.*, *Hastites sp.*, *Virgatosphinctes ex gr. densistriatus* — *densicostatus*, *Torquatisphinctes sp.* и представители семейств *Strebliidae* и *Perisphinctidae*. Ю. Елецкий [Jeletzky, 1983] выделяет рассматриваемые отложе-

ния в качестве слоев с *Malayomaorica occidentalis*, поскольку данный вид встречается наиболее часто, и относит их к среднему кимериджу — среднему титону. Позднетитонский возраст, по его мнению, исключается.

Комплекс наннопланктона довольно разнообразный и включает *Stephanolithon bigoti* (формы с длинными и короткими радиальными иглами), *Ethmorhabdus gallicus*, *E. anglicus*, *Corollithon minutus*, *C. escovillensis*, *C. helotatus*, *Hexapodorhabdus cuvillieri*, *Watznaueria reinhardtii*, *Vekshinella stradneri*. Они свидетельствуют о кимеридж-раннетитонском возрасте отложений [Wise, 1983]. Весьма вероятно, что в скв. 330 осадки этого возрастного интервала отсутствуют в связи с перерывом в седиментации.

Богатый комплекс пыльцы и спор из юрских отложений скв. 511 (керны 62—70) представлен *Classopolis*, *Callialasporites*, *Antulosporites salvus*, *Contignosporites cooksonii*, *Interulobites algoensis* и др. и, по мнению И. З. Котовой [Kotova, 1983], может быть сопоставлен с подобным комплексом палинофлоры из формации Вака-Муэрта, которая широко развита в Южной Америке и имеет позднеюрский (титонский) возраст. Большим сходством он обладает также с палинокомплексом формации Кирквуд в Южной Африке, которая датируется поздней юрой — ранним мелом. По заключению И. З. Котовой, отложения кернов 62—70 имеют позднеюрский возраст, что не противоречит келловей-оксфордскому возрасту их нижней части (керны 67—70).

Как видим, точная датировка юрских отложений Фолклендского плато весьма затруднительна из-за скудности органических остатков, трудности их точного определения и проблем самой ярусной шкалы верхней юры. Достоверно можно говорить лишь о позднеюрском возрасте отложений, в пределах которого распознаются келловей-раннеоксфордский и кимеридж-раннетитонский интервалы. Верхнетитонские образования, очевидно, повсеместно отсутствуют.

МЕЛ

Нижний мел

Нижнемеловые отложения на Фолклендском плато вскрыты тремя скважинами (327, 330 и 511), в двух последних из них, пробуренных до юрских пород, отмечается перерыв на границе юры и мела. Он предполагается по достаточно резкой смене спорово-пыльцевых комплексов и остатков макрофауны. К сожалению, слабый палеонтологический контроль не позволяет достоверно оценить величину перерыва. Вероятно, отсутствует верхняя часть титона и какая-то часть неокома. Однако ни в одной из этих скважин перерыв физически в разрезе не отражен. И в том и в другом случае он проходит внутри монотонной толщи черных алевролитов, обогащенных органическим веществом, и не только не отмечен поверхностью размыва, но и лишен других физических и химических признаков, таких, как окисленность отложений вблизи него и увеличение грубозернистости пород в базальных слоях нижнего мела.

Нижнемеловые отложения на Фолклендском плато имеют разную мощность, которая колеблется приблизительно от 4 м в скв. 330 до более 300 м в скв. 327. В скв. 511 они характеризуются промежуточным значением (около 125 м) мощности (см. рис. 7, 8).

Нижняя часть разреза нижнемеловых отложений включает лишь растительные остатки (пыльца и споры, кокколитофориды, динофлагелляты) и редкие фрагменты пеллеципод и белемнитов. В средней части вместе с растительными и макрофаунистическими остатками присутствует обедненный комплекс бентосных и планктонных фораминифер плохой сохранности. Верхние слои нижнемеловых отложений содержат богатый известковый наннопланктон и разнообразную ассоциацию планктонных и бентосных фораминифер. Распределение фораминифер в апт-альбском интервале скв. 511 показано на табл. 1 (см. вкл.).

В составе нижнемеловых отложений выделяются нерасчлененные неоком-аптские, аптские и альбские слои. Возраст этих подразделений, определяемый по разным группам органических остатков, в некоторых случаях характеризуется условностью и противоречивостью. Наиболее достоверно установлен возраст альбских отложений, содержащих наряду с богатым комплексом известкового наннопланктона разнообразные планктонные и бентосные фораминиферы удовлетворительной сохранности.

Наиболее древние отложения нижнего мела — нерасчлененные неоком-аптские осадки — вскрыты на Фолклендском плато скв. 330, 327 и 511.

В скв. 330 они отмечены только в керне 4, имеют незначительную мощность (около 40 м) и несогласно перекрывают аргиллиты кимериджа — нижнего титона (зона *Vekshinella stradneri* по наннопланктону). В скв. 327 (керны 26 и 27) их мощность составляет около 30 м, при этом нижние слои отложений этого возраста не вскрыты бурением. И в той и в другой скважинах неоком-аптские образования представлены массивными, часто тонкослоистыми черными сапропелевыми алевролитами, обогащенными органическим веществом. Содержание органического углерода в них более 5%. В верхней части разреза неоком-аптских слоев присутствуют прослои известковистых алевролитов с содержанием карбоната кальция до 35%. В большом количестве в этих отложениях встречаются морские палиноморфы (динофлагелляты), представленные *Belodinium cf. dysculum*, *Broomea sp.*, *Muderongia simplex* и позволяющие датировать слои неоком-аптом [Harris, 1977].

Разрез скв. 511 существенно дополняет характеристику неоком-аптских отложений. В интервале 508—556 м (керны 58—62) здесь вскрыта толща осадков, сложенных преимущественно темно-серыми до черных массивными, чаще тонкослоистыми алевролитами, чередующимися с известковистыми наннопланктонными алевролитами и глинистым писчим мелом. Изредка наблюдаются маломощные (в несколько сантиметров) прослои с цеолитами, пиритом и обломками пелеципод. Некоторые прослои характеризуются наличием текстур типа *cone-in-cone*. Отложения по всему разрезу обогащены органическим углеродом, содержание которого колеблется от 2,55 до 3,7%. Обогащенность органическим веществом является причиной их насыщенности летучими и жидкими компонентами углеводородов. Последние также могут, вероятно, диффундировать из подстилающих отложений.

Органические остатки в рассматриваемых отложениях встречаются несколько чаще, нежели в подстилающих верхнеюрских слоях. В большом количестве присутствуют фрагменты и целые раковины двустворок — иноцерамы, *Aucellina aff. radiatostriata*, *Meleagrinnella sp.*, *Arctotis aff. intermedia*, а также ростры белемнитов (*Hibolites*). Ю. Елецкий [Jeletzky, 1983] выделяет эти отложения в качестве слоев с *Aucellina aff. radiatostriata* и сопоставляет с верхним барремом — нижним аптом.

Обедненный комплекс планктонных фораминифер свидетельствует о баррем-аптском возрасте отложений. Здесь впервые появляются редкие *Hedbergella sigali*, *H. similis*, *H. infracretacea*, *Globigerinelloides ferreolensis*. Бентосные фораминиферы совсем единичны — мелкорослые экземпляры *Gyroidinoides*, *Osangularia*, *Gavelinella* (табл. 2, см. вкл.; см. табл. 1).

Комплекс кокколитофорид состоит из *Micrantholithus hoschulzi*, *M. obtusus*, *Seribiscutum salebrosum*, *S. bijugum*, *Corollithion silvaradion*, *C. senarius*, *C. delftensis* и также указывает на принадлежность осадков к баррему—апту [Wise, 1983].

Черные сланцеватые глины содержат довольно богатые спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладает пыльца голосеменных (особенно *Classopolis*). Покрытосеменные отсутствуют. Споры немногочисленны, но разнообразны по систематическому составу. Наличие таких форм, как *Cyclusphaera psilata*, *Inaperturopollenites limbatus*, *Cicatricosisporites spp.*, *Polypodiaceoisporites elegans*, *Tauocusporites segmentatus*, позволяет отнести вмещающие отложения к нижнему мелу [Kotova, 1983]. Подобная ассоциация пыльцы и спор описана из формаций Агрио и Ортис Южной Аргентины, где они отнесены к готериву—баррему.

Таким образом, планктонные фораминиферы и наннопланктон определяют возраст отложений в скв. 511 как баррем—апт; мощность их составляет 57,5 м. К близкому выводу приводят и палинологические исследования. Очевидно, из разреза выпадают отложения значительной части неокома (берриас, валанжин и частично готерив) и верхней половины титона. Тем не менее несогласие носит скрытый характер.

Отложения, достоверно отнесенные к аптскому ярусу, выделены в скв. 327 в интервале 336,5—431,3 м (керны 22—25), а также в керне 3 скв. 330. В обеих скважинах они представлены темно-серыми и черными массивными, часто тонкослоистыми алевролитами, обогащенными органическим веществом. Содержание органического углерода в них достигает 6%. Отложения характеризуются повышенной по сравнению с подстилающими слоями известковистостью за счет присутствия в них иногда в большом количестве кокколитофорид. Содержание карбоната кальция в отдельных слоях достигает 50%. На основании распределения в разрезе наннопланктона аптские отложения условно разделены на нижнеаптские (керны 24 и 25 скв. 327 и керн 3 скв. 330), отвечающие наннопланктонной зоне *Chiastozygus litterarius* с комплексом кокколитофорид, состоящим из *Parhabdolithus infinitis*, *Chiastozygus litterarius*, *Broinsonia signata*, *Cretarhabdus cinicus*, *Corollithion rhombicus*, *C. silvaradion*, *C. crenulatus*, *C. surirelius*, и верхнеаптские, вскрытые в интервале кернов 22 и 23 скв. 327 и соответствующие зоне *Parhabdolithus angustus*, в которых зональный вид присутствует совместно с *Lithastrinus floralis*, *Cretarhabdus conicus*, *C. coronodaventis*, *Corollithion crenulatus*, *C. surirelius*, *C. lorei* [Wise, Wind, 1977].

Возможно, к верхнему апту в скв. 511 относится самая верхняя часть толщи черных сланцеватых глин. Здесь обнаружены редкие и плохой сохранности, но тем не менее диагностируемые аммониты — хелоницератиды (*Epicheloniceras*), аконцератиды (*Aconeceras*) и анцилоцератиды (*Australiceras*) [Jeletzky, 1983]. Мощность этой пачки не превышает 8 м (в пределах от керна 57-3 до керна 58-1).

Альб

Отложения альбского яруса вскрыты всеми тремя скважинами, пробуренными в мезозойских отложениях на Фолклендском плато (скв. 327, 330 и 511). Их мощность, как и мощность подстилающих неокон-аптских отложений, не остается постоянной, составляя около 150 м в скв. 327 и 330 и 78 м в скв. 511. Толща альбских осадков сложена наннопланктонными алевролитами в скв. 327, наннопланктонными цеолитовыми глинами в скв. 330 и пестрыми (серыми, красноватыми, коричневыми и зеленоватыми) наннопланктонными алевролитами и глинистым наннопланктонным писчим мелом в скв. 511. По всему разрезу наблюдаются следы интенсивной биотурбации.

Некоторые прослои в скв. 511 обогащены призмами иноцерамов и фрагментами раковин ауцеллин. Встреченные в кернах 50—57 целые раковины пелеципод, по определению Ю. Елецкого [Jeletzky, 1983], принадлежат к виду *Aucellina radiostriata*, который в керне 57 сопровождается фрагментами аммонитов из родов *Australiceras* и *Cheloniceras*. Присутствие обильной фауны планктонных и бентосных фораминифер и карбонатного наннопланктона дает возможность провести более детальное расчленение альбских отложений.

Базальные слои альбского яруса вскрыты скв. 511. Они характеризуются богатым комплексом планктонных фораминифер, состоящим из *Ticinella roberti*, *T. aff. primula*, *Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. delrioensis*, *H. trocoidea*, *H. planispira*, *Globigerinelloides gyroidinaeformis* (см. табл. 1). Нижняя граница альбского яруса проводится непосредственно ниже обр. 511-57-6, 11—13 см, где впервые в разрезе обнаружены первые два вида. Если считать появление *Ticinella roberti* в данном разрезе эволюционным, то вмещающие отложения необходимо относить к самым нижним горизонтам альбского яруса (зона *Ticinella roberti*). Встреченный в основании альбских отложений комплекс наннофоссилий характерен для зоны *Lithastrinus floralis* (зона *Parhabdolithus angustus*), положение которой, однако, не вполне ясно. П. Рот [Roth, 1978] считает, что она охватывает частично апт, в то время как Х. Тирштайн [Thierstein, 1973] датирует ее ранним альбом. В скв. 327 и 330 базальные слои альба не наблюдались в связи с редким отбором керна при бурении.

Выше в скв. 511 комплекс планктонных фораминифер представлен исключительно хедбергеллами — *Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. delrioensis*, *H. trocoidea*, *H. planispira*, *H. amabilis*, *H. brittonensis*, которые указывают на альбский,

Таблица 3
Стратиграфическое распространение видов кальци-
ферулл и их относительная численность в
меловых отложениях скв. 511

Возраст	№ керн	Pithonella										
		loricata	thayeri	sheilasantaiae	miniaperla	squamosa	ex. gr. francadectinae	squalida	transitoria	bilamellata	krasheninnikovii	cylindrica
Р ₁ -Р ₂		Нет										
Поздний кампан-маастрихт	23-26											
Кампан	27-41											
Сантон	41-43											
Коньяк-сантон	44-46											
Турон	47-48											
Поздний сенман	48-49											
Альб	49-57											
Поздняя юра-апт	57-70	Нет										

■ Обильно
■ Много
▬ Обычно
| Редко
: Единично

скорее всего ранне-среднеальбский, возраст пород (интервал от обр. 511-55-3, 34—36 см до обр. 511-49-6, 14—16 см). Разнообразный комплекс кокколитофорид включает Watznaueria barnesae, Biscutum constans, Eiffellithus eximinons, Lithraphidites carniolensis, Braarudosphaera bigelowi, Stephanolithion laffittei, Seribiscutum primitivum, Sollasites falklandensis, Tranolithus orionatus, Prediscosphaera cretacea, P. columnatus, Repagulum parvidentatum, Rhagodiscus asper и ограничивает возрастной интервал отложений ранне-среднеальбской зоной Prediscosphaera cretacea [Wise, 1983].

Раннему—среднему альбу в скв. 327 и 330 отвечают слои со сходным комплексом планктонных фораминифер, состоящим из Hedbergella sigali, H. planispira, H. infracretacea, H. portsdownensis, H. delrioensis, H. amabilis, Globigerinelloides bentonensis, G. carseyi [Sliter, 1977a]. Кокколитофориды включают Axopodorhabdus dietzmanni, Bidiscus rotarius, Biscutum constans, Braarudosphaera africana, B. bigelowi, Broinsonia signata, Chiastozygus litterarius, Corollithium achylosum, Cretarhabdus conicus, Eiffellithus dennisoni, Watznaueria barnesae (зона Prediscosphaera cretacea) [Wise, Wind, 1977].

Маломощные (менее 10 м) верхнеальбские отложения вскрыты в скв. 327 и 330. Их возраст определен по появлению планктонных фораминифер, принадлежащих к Praeglobotruncana delrioensis (в скв. 330) и Schackoina senomana. Хотя последний вид

получает максимальное развитие в сеномане, его эволюционное появление датирует вмещающие слои поздним альбом. Комплекс кокколитофорид позволяет отнести осадки к зоне *Eiffellithus turriseiffeli* позднеальбского возраста.

В скв. 511 в самой кровле альбских отложений (обр. 511-49-5, 120—122 см) совместно с хедбергеллами, которые встречаются по всему разрезу, присутствуют редкие экземпляры *Ticinella gaupaudi* с удлинненной последней камерой, характерные для позднего альба. Здесь же обнаружен наннопланктон позднеальбской зоны *Eiffellithus turriseiffeli* [Wise, 1983]. Учитывая незначительную мощность этих слоев (несколько десятков сантиметров), можно предполагать, что большая часть верхнеальбских отложений в районе скв. 511 была уничтожена последующей эрозией.

По всему разрезу альбских отложений во всех трех скважинах присутствует богатый комплекс крупных агглютированных и секреторных раковин бентосных фораминифер, включающий *Dorothyia trochus*, *Gaudryina dividens*, *Clavulina gabonica*, *Uvigerinammina jankoi*, *Spirillina minima*, *S. elongata*, *Tribrachia australiana*, *Lingulina nodosaria*, *L. loryi*, *Gyroidinoides primitiva*, *Osangularia utaturiensis*, *Conorboides minutissima*, *Anomalinoides indica*, *Patellinella australis*, *Pleurostomella obtusa*, *Spirobolivina australis*, многочисленные лагениды, полиморфиниды и более редкие милиолиды и булиминиды (см. табл. 2). Этот комплекс широко распространен в альбских отложениях Австралийной биогеопровинции [Scheibnerova, 1972, 1974, 1978; Lambert, Scheibnerova, 1974; Sliter, 1977b], где он характеризует мелководные (шельфовые) условия осадко-накопления.

В нижней части альбских отложений скв. 511 впервые встречены кальцисферулиды, представленные единственным видом *Pithonella loricata*, который в отдельных образцах образует массовые скопления. Верхние слои альба характеризуются более разнообразным комплексом кальцисферулид, состоящим из *P. thayeri*, *P. sheilasantawae*, *P. miniperta*, *P. squamosa* (табл. 3).

Верхний мел

Верхнемеловые отложения на Фолклендском плато установлены в скв. 327, 330 и 511 (см. рис. 7, 8). В отличие от нижнемеловых отложений они представлены относительно глубоководными пелагическими осадками с некоторой примесью терригенного материала, количество которого постепенно уменьшается вверх по разрезу. Наряду с карбонатными осадками в составе верхнемеловых отложений широкое распространение имеют фации растворения, представленные бескарбонатными глинами, накопившимися ниже уровня карбонатной компенсации.

Отложения верхнего мела большей частью охарактеризованы довольно богатыми комплексами бентосных и планктонных фораминифер, среди которых заметную роль играют двукилевые глоботрунканки, и известкового наннопланктона. Эти группы позволяют достаточно уверенно провести стратиграфическое расчленение. На основании стратиграфического распределения микроорганизмов в составе верхнемеловых отложений Фолклендского плато выделены сеноманские, туронские, коньяк-сантонские, сантонские, кампанские и верхнекампанские—нижнемаастрихтские слои.

Контакт с подстилающими нижнемеловыми отложениями в скв. 327 в связи с эпизодическим отбором керн не наблюдался, но, скорее всего, является согласным. В скв. 330 нижний и верхний мел также связаны постепенным переходом, но от верхнего мела здесь сохранились лишь базальные слои сеномана в связи с последующим размывом. В скв. 511 на границе нижнего и верхнего мела отмечается перерыв, охватывающий раннесеноманский интервал.

Суммарная мощность отложений позднего мела в скв. 327 около 80 м, скв. 511 около 240 м.

Сеноман

Сеноманские отложения в пределах Фолклендского плато вскрыты всеми тремя скважинами. Они имеют тот же литологический состав, что и подстилающие альбские отложения,— известковистые глины и алевролиты с прослоями наннопланктонного мела. Мощность осадков сеномана колеблется незначительно и не превышает 20 м.

Нижние горизонты сеномана вскрыты скв. 330, где они характеризуются комплексом планктонных фораминифер, состоящим из *Hedbergella amabilis*, *H. delrioensis*, *H. infracretacea*, *H. planispira*, *H. portsdownensis*, *Praeglobotruncana delrioensis*. Присутствие здесь многочисленных *Praeglobotruncana delrioensis* в сочетании с редкими *Schackoina* сеномана позволило У. Слайтеру [Sliter, 1977b] датировать отложения сеноманом. Учитывая их положение в разрезе, незначительную мощность и отсутствие перерыва между альбом и сеноманом, можно предполагать, что возраст этих слоев, вероятно, не моложе раннего сеномана. Возрастные аналоги нижнесеноманских отложений в скв. 327 и 511 не наблюдались: в первой — из-за пропусков в отборе керна, а в последней они эродированы.

Верхнесеноманские отложения пробурены скв. 327 и 511. В последней они имеют наибольшую мощность (16 м) и несогласно перекрывают альбские отложения. Литологически граница между нижним и верхним мелом не устанавливается, так как проходит внутри монотонной толщи карбонатно-глинистого ила, но в палеонтологическом отношении она отчетлива и легко фиксируется в разрезе по отсутствию значительной части верхнеальбских и нижнесеноманских осадков.

Нижние слои сеномана в скв. 511 содержат относительно богатую фауну планктонных фораминифер, состоящую из *Globigerinelloides eaglefordensis*, *Schackoina senomana*, *Hedbergella prae-helvetica*, *H. planispira*, *H. delrioensis*, *H. infracretacea*, *H. portsdownensis* (табл. 4, см. вкл.). В самом основании (обр. 511-49-5, 102-104 см) встречены редкие экземпляры *Praeglobotruncana turbinata*. Верхние горизонты сеномана характеризуются чрезвычайно обедненным комплексом из *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea* и совсем единичных *Heterohelix* sp., которые впервые появляются в разрезе. Присутствие *Praeglobotruncana turbinata* датирует эти отложения поздним сеноманом — ранним туроном. Принимая во внимание, что в комплексе фораминифер преобладают альб-сеноманские виды, а в перекрывающих слоях отмечены типичные туронские формы, возраст осадков можно, вероятно, ограничить поздним сеноманом.

В пользу сеноманского возраста осадков свидетельствует и наннопланктон, указывающий на зону *Eiffellithus turriseiffeli*. Правда, в самой верхней части рассматриваемых слоев кокколитофориды отсутствуют [Wise, 1983].

В отличие от верхнеальбских отложений сеноманские слои содержат обедненный комплекс бентосных фораминифер, состоящий преимущественно из агглютинированных видов — *Rhabdammina* sp., *Ammodiscus cretaceus*, *Glomospira corona*, *G. gordialis*, а также из редких и плохой сохранности секреторных форм. Большинство из них обладает широким стратиграфическим интервалом распространения и поэтому не имеет стратиграфической ценности, но они исключительно важны с экологической точки зрения, свидетельствуя о накоплении осадков в условиях больших глубин и высокого стояния уровня карбонатной компенсации (табл. 5. см. вкл.).

Кальцисферулиды преимущественно распространены в нижней части разреза сеноманских отложений скв. 511. В небольшом количестве экземпляров из альба переходят *Pithonella thayeri*, *P. sheilasantawae*, *P. miniaperta*, *P. squamosa*. Они сопровождаются более частой *P. ex gr. francadecimae*, установленной в скв. 511 только в осадках сеномана (см. табл. 3).

Турон

Отложения туронского яруса на банке Мориса Юинга представлены цеолитовыми глинами и алевролитами (фация растворения), имеют незначительную (не более 10 м) мощность и ограниченное распространение. Они встречены только в скв. 511, в остальных двух они отсутствуют из-за перерыва в разрезе.

Турон характеризуется относительно разнообразным комплексом планктонных фораминифер. Нижняя часть туронских отложений в интервале от обр. 511-47 СС до обр. 511-48-1, 35—37 см содержит довольно многочисленные шиповатые раковины *Praeglobotruncana* aff. *oraviensis* совместно с *Hedbergella bornholmensis*, *H. holzli*, *H. planispira*, *Schackoina senomana*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix reussi*, *H. globulosa*. Представители рода *Heterohelix* здесь становятся постоянным компонентом форамини-

феровой фауны в отличие от подстилающих верхнесенонских отложений, где они присутствуют спорадически и в единичных экземплярах. С учетом широкого распространения в этих отложениях *Praeglobotruncana* aff. *oraviensis* и отсутствия в них двукилевых глоботрункан можно утверждать, что их наиболее вероятный возраст раннетуронский (см. табл. 4).

Верхние слои турона в интервале от обр. 511-47-3, 44—46 см до обр. 511-47-6, 44—46 см содержат *Globotruncana inornata*, *Schackoina senomana*, *Hedbergella* aff. *agalarovae*, *H. bornholmensis*, *H. sp.*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*. В этом интервале впервые в разрезе верхнемеловых отложений появляются редкие мелкие экземпляры *Globotruncana pseudolinneiana*, которая многими авторами описывается под названием *G. lapparenti*. Находки раковин этого вида при отсутствии других представителей *Globotruncana* дают основание считать вмещающие отложения позднетуронскими. Не исключено, что граница раннего и позднего турона в разрезе скв. 511 совпадает с уровнем появления двукилевых глоботрункан.

В туронских осадках встречен комплекс кокколитофоров, включающий *Marthasterites furcatus*, *Lithastrinus floralis*, *Eiffellithus eximius*, *E. turrisseiffeli*, *Watznaueria barnesae*, *Micula decussata*, *Biscutum constans*, *Kamptnerius magnificus* и свидетельствующий о их ранне-среднетуронском возрасте — зона *Kamptnerius magnificus* [Wise, 1983].

Бентосные фораминиферы в туронских отложениях, как и в сеноманских, чрезвычайно обеднены в видовом отношении, имеют низкую численность и представлены преимущественно агглютинирующими видами, что говорит о сходных условиях осадконакопления. Нельзя исключить аллохтонное происхождение некоторых секретионных форм (в частности, лагенид) (см. табл. 5).

Кальцисферулиды в осадках турона встречаются довольно часто, но по систематическому составу они бедны (см. табл. 3). Многочисленны лишь экземпляры *Pithonella miniaperta*, редки *P. squalida*; здесь впервые появляются редкие экземпляры своеобразной формы, названной *Sliteria pentagonalis* [Krasheninnikov, Basov, 1983b].

Коньяк — сантон

Нерасчлененные коньяк-сантонские отложения вскрыты скв. 511 в интервале 376—404 м (керны 44—46) и представлены серыми и темно-серыми цеолитовыми глинами и алевролитами с линзами и тонкими прослоями темных, зеленовато-серых и желтоватых известковистых глин. Осадки характеризуются слабой или умеренной степенью биотурбации типа *Chondrites* и *Zoophycos*. Довольно часто присутствуют конкреции кремней. Мощность коньяк-сантонских отложений 28 м.

Наряду с видами планктонных фораминифер, переходящими из подстилающих отложений — *Globotruncana pseudolinneiana*, *Hedbergella* aff. *agalarovae*, *H. bornholmensis*, *H. sp.*, *Schackoina senomana*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *H. sp.*, здесь впервые появляются *Globotruncana marginata*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Whiteinella baltica*, *Hedbergella crassa*. Наличие последних свидетельствует о послетуронском возрасте отложений, однако определить их положение внутри коньяк-сантонского интервала представляется затруднительным. Граница турона и коньяка проведена непосредственно ниже обр. 511-46 СС, в котором эти виды встречены впервые.

В верхней части коньяк-сантонского интервала при полном отсутствии других видов кальцисферулид в большом количестве встречаются их своеобразные формы, отнесенные нами к новому роду и виду *Sliteria pentagonalis* [Krasheninnikov, Basov, 1983b]. Эти формы, впервые обнаруженные У. Слайтером [Sliter, 1977b] в сантонских осадках скв. 327, но не описанные им, имеют девятигранную полую карбонатную раковину, каждая грань которой представляет собой пятиугольник с одной большой центральной порой (устьем?). Породы часто заполняются карбонатным материалом в результате вторичных процессов, и раковина приобретает сферическую или субсферическую форму с одним главным устьем.

Бентосные фораминиферы в коньяк-сантонских осадках представлены довольно богатым комплексом, который состоит преимущественно из резистентных и, возможно, перемещенных с меньших глубин секретионных видов: — *Ramulina aculeata*, *R. pseudoa-*

culeata, *Dentalina cylindroides*, *Lenticulina muensteri*, *L. navarroensis*, *Quadriformina allomorphinoides*, *Conorbina marginata*, *Gavelinella stephensoni*, *Globorotalites* sp., *Pleurostomella obtusa*, *P. subnodosa*, *Bandyella* aff. *greatvalleyensis*. Наряду с ними в большом количестве экземпляров присутствуют агглютинированные виды: — *Hyperammina elongata*, *H. friabilis*, *Glomospira corona*, *G. gordialis*, *Ammodiscus cretaceus*, *A. glabratus*, *Nauphragmoides calcula*, *Ammobaculites echinatus*. При этом в разрезе наблюдается чередование слоев с резистентными известковыми и подчиненными агглютинированными видами, свойственными батинальным глубинам, и слоев с исключительно агглютинированными фораминиферами, аналоги которых в настоящее время населяют абиссальные глубины [Саидова, 1975]. Такая смена комплексов скорее отражает колебания уровня карбонатной компенсации, нежели изменения глубин бассейна.

Сантон

Выше нерасчлененных коньяк-сантонских отложений в скв. 511 (интервал 356—375 м, керны 42—43) залегает толща цеолитовых глин и алевролитов красноватого, коричневатого и зеленовато-серого цвета со следами биотурбации типа *Chondrites* и *Zoophicos*, с тонкими прослоями и прожилками пирита и редкими фрагментами иноцерамов.

Эти отложения содержат довольно богатую и разнообразную фауну планктонных фораминифер. Наряду с *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Hedbergella crassa*, *H. holzli*, *Whiteinella baltica*, *Globotruncana marginata*, которые доминируют в комплексе и переходят из подстилающих осадков, здесь развиты глоботрунканы, впервые появляющиеся в разрезе: *Globotruncana cretacea*, *G. linneiana*, *G. plummerae*, *G. bulloides*. Присутствие этих видов позволяет датировать отложения сантоном (см. табл. 4).

Бентосные фораминиферы в сантонском интервале характеризуются тем же составом, что и в коньяк-сантонских отложениях. Количество агглютинированных видов и их численность уменьшаются, позволяя предполагать некоторую стабилизацию уровня карбонатной компенсации (см. табл. 5).

Как и в подстилающих осадках, здесь в большом количестве встречаются раковины *Sliteria pentagonalis* при полном отсутствии других видов кальцисферулид (см. табл. 3).

Отложения коньяка и сантона в скв. 511 (керны 42—46) отмечены сравнительно разнообразным наннопланктоном: — *Petrorhabdus copulatus*, *Broinsonia dentata*, *Biscutum hattneri*, *Gartnerago costatum*, *G. confossus*, *Repagulum parvidentatum*, *Gretarhabdus surirellus*, *Grantarhabdus coronadventis*, *Sefibiscutum primitivum*, *Cribrosphaera ehrenbergi*, *Octocyclus reinhardtii*, *Manivitella pemmatoidea*, *Prediscosphaera spinosa*, *P. cretacea*, *Corollithion rhombicum*, *Ahmuelerella octoradiata*, *Tranolithus orionatus* [Wise, 1983].

Появление и исчезновение некоторых видов наннопланктона позволяют провести более дробное расчленение коньяк-сантонского интервала. Граница турона и коньяка маркируется появлением *Marthasterites furcatus*. Выше этого рубежа располагается местная зона *Thiersteinia ecclesiastica*, кровля которой определяется исчезновением вида-индекса и появлением *Broinsonia parca expansa*. Далее следует местная зона *Lithastrinus floralis*, ее кровля устанавливается по исчезновению вида-индекса и *L. septenarius*. Самая верхняя часть сантонских отложений (по планктонным фораминиферам) соответствует базальной части зоны *Marthasterites furcatus* по наннопланктону (см. рис. 8).

В скв. 327 к сантонскому ярусу отнесена 5-метровая пачка цеолитовых глин с прослоями микритовых илов. Сантонский возраст этих отложений установлен по присутствию планктонных (*Whiteinella baltica*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*) и бентосных (*Aragonia materna kugleri*, *Gyroidinoides quadratus*) фораминифер [Sliter, 1977b]. Присутствующий в этих слоях комплекс кокколитофорид дал основание Ш. Визе и Ф. Уинду [Wise, Wind, 1977] отнести их к зоне *Marthasterites furcatus*, т. е. к верхней части сантонского яруса.

Как и в скв. 511, в этом интервале скв. 327 в большом количестве экземпляров встречена *Sliteria pentagonalis*.

Мощная толща кампанских отложений вскрыта скв. 511 в интервале 219—356 м (керны 27—41). Они представлены монотонными глинами и алевролитами, иногда цеолитовыми, большей частью темно-серого цвета, с прослоями зеленовато-черных, светло-серых и бледно-желтых глин. Осадки несут следы интенсивной биотурбации, по всему разрезу наблюдаются ходы илоедов типа *Chondrites*, *Zoophicos*, *Planolites*. Мощность 137 м. Верхняя граница кампана проведена условно в связи с обедненностью комплекса планктонных фораминифер и отсутствием наннопланктона в фациях растворения верхней части разреза.

Кампанские отложения содержат наиболее разнообразный комплекс планктонных фораминифер, которые особенно обильны и богаты в видовом отношении в средней части разреза (керны 30—36). Здесь часто встречаются *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *H. sp.*, *Hedbergella crassa*. Обычны также *Globotruncana linneiana*, *G. bulloides*, *G. plummerae*, *G. cretacea*, которые, как и предыдущие виды, известны в подстилающих осадках сантонского яруса. Первые появляются *Schackoina multispinata*, *Globigerinelloides bollii*, *G. multispinatus*, *Archaeoglobigerina blowi*, *Globotruncana globigerinoides*, *G. coronata*, *Heterohelix rumseyensis*, *H. pulchra*. В нижней части разреза изредка присутствует *Globotruncana pseudolinneiana*. Виды *Whiteinella baltica* и *Archaeoglobigerina bosquensis*, характерные для сантонского интервала, в кампанских отложениях практически полностью отсутствуют (см. табл. 4).

Состав планктонных фораминифер испытывает вариации по разрезу. В то время как горизонты цеолитовых глин, представляющих собой фации растворения, содержат чрезвычайно обедненные комплексы, в карбонатных прослоях они характеризуются богатым видовым составом и высокой численностью. Однако и в последних состав фораминифер не остается постоянным. Как правило, в нем доминируют представители родов *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*. Значительно реже встречаются ассоциации фораминифер, в которых наравне с перечисленными родами заметную роль играют виды *Globotruncana* (*G. marginata*, *G. cretacea*, *G. linneiana*, *G. coronata*, *G. plummerae*, *G. globigerinoides*, *G. bulloides*). Эти вариации в составе фораминиферовых комплексов, вероятно, отражают климатические флюктуации в течение кампанского века.

Кампанские отложения в скв. 511 отмечены богатым комплексом бентосных фораминифер. Их обилие и видовое разнообразие меняются по разрезу в широких пределах. Всего здесь установлено около 150 видов, большинство из которых встречаются спорадически, обычно в единичных экземплярах. Наиболее часто и постоянно присутствуют *Dorothyia trochoides*, *Dentalina catenula*, *D. basiplanata*, *D. legumen*, *Marginulinopsis texaensis*, *Marginulina bullata*, *Lingulina pygmaea*, *Valvulineria brotzeni*, *Gyroidinoides nitidus*, *Gavelinella stephensoni*, *Nuttalinella florealis*, *Groborotalites michelinianus*, *Charltonina sp.*, *Pleurostomella obtusa*.

В нижней части кампанского яруса цеолитовые глины (фации растворения) содержат обедненный комплекс бентосных фораминифер, представленный резистентными секретионными (роды *Gyroidinoides*, *Globorotalites*, *Osangularia*, *Bandyella*, *Ellipsodimorphina*) и агглютинированными (*Hyperammia elongata*, *H. gaultina*, *Glomospira corona*, *G. gordialis*, *Ammodiscus cretaceus*, *Rzehakina epigona*) видами. Верхние горизонты кампана также содержат обедненную фауну бентосных фораминифер, но представлена она в отличие от нижней части исключительно секреторионными видами (см. табл. 5).

Вся толща кампанских отложений по наннопланктону относится к зоне *Marthasterites furcatus*, где совместно с индекс-видом встречаются *Broinsonia parca parca*, *B. parca expansa*, *Gartnerago confossus*, *Repagulum parvidentatum*, *Reinhardtites anthophorus*, *R. elegans*, *Eiffellithus trabeculatus*, *E. eximius*, *Micula decussata*, *Lithastrinus grillii* [Wise, 1983]. В верхней части кампана (керны 27—28) наннопланктон отсутствует.

В осадках кампанского яруса появляется совершенно новая группа цилиндрических и веретеновидных кальцисферулид с многослойной стенкой — *Pithonella krashenninnikovi*, *P. transitoria*, *P. bilamellata*, *P. cylindrica*. Правда, встречаются они в небольшом количестве экземпляров. В нижних слоях кампана с ними ассоциируют немногочисленные *Sliteria pentagonalis* (см. табл. 3).

Отложения позднекампанского — раннемаастрихтского возраста встречены в скв. 511 и 327. В обеих скважинах они сложены карбонатными нanno-фораминиферовыми илами белого и светло-серого цвета с тонкими прослоями цеолитовых фораминиферовых илов, редкими кремневыми стяжениями и дисперсным глауконитом. Их мощность колеблется от 24 м в скв. 511 (интервал 195—219 м, керны 23—26) до 57 м в скв. 327 (интервал 89,5—146,5 м, керны 10—13). В последней они залегают с крупным стратиграфическим перерывом на отложениях сантонского яруса. Существует также вероятность перерыва в основании верхнекампанско-нижнемаастрихтских отложений в скв. 511, хотя здесь его продолжительность должна быть незначительной. И в той и в другой скважине в подошве этой толщи отмечается резкая смена фаций: бескарбонатные цеолитовые глины (фация растворения) замещаются карбонатными пелагическими осадками (нanno-фораминиферовые илы).

Позднекампанско-раннемаастрихтский интервал характеризуется обильной и разнообразной в видовом отношении фауной планктонных фораминифер. В большом количестве экземпляров в скв. 511 продолжают встречаться *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Globigerinelloides asperus*, широко распространенные в подстилающих кампанских отложениях, реже присутствуют *Globigerinelloides multispinatus*, *Schackoina multispinata*, также переходящие из подстилающих слоев. Впервые появляются *Heterohelix glabrans*, *H. pulchra*, *Globigerinelloides impensus*, *Rugoglobigerina rotundata*, *R. pilula*, *R. pustulata*, которые сразу же становятся доминирующими видами комплекса, а также более редкие *Hedbergella holmdaelensis*, *H. monmouthensis*, *Planoglobulina carseyae*. Вместе с тем полностью исчезают представители рода *Globotruncana*, *Hedbergella crassa*, *Globigerinelloides bollii*, *Archaeoglobigerina blowi*, *Heterohelix rumseyensis*, характерные для кампанских отложений (см. табл. 4).

Несмотря на обилие планктонных фораминифер и их видовое разнообразие, в их составе отсутствуют виды с узким возрастным интервалом, которые дали бы возможность более точно определить возраст отложений в пределах позднего кампана-маастрихта. Некоторые косвенные признаки (большая мощность подстилающих кампанских отложений, резкая смена фауны планктонных фораминифер), казалось бы, свидетельствуют в пользу маастрихтского возраста осадков.

Обильный и разнообразный в систематическом отношении нannoпланктон (свыше 75 видов) вносит существенное уточнение в возрастную принадлежность осадков [Wind, Wise, 1983]. Большая их часть (керны 24—26) составляет самое верхнее подразделение кампанского яруса — зона *Biscutum coronum* по шкале Ф. Уинда [Wind, 1979] или зона *Tranolithus phacelosus* по шкале У. Сиссинга [Sissingh, 1977]. Лишь осадки керна 23 относятся к базальным слоям маастрихтского яруса — зона *Biscutum magnum* по шкале Ф. Уинда или зона *Reinhardtites levis* по шкале У. Сиссинга.

Верхнекампанско-нижнемаастрихтские отложения характеризуются богатой в видовом и численном отношении фауной бентосных фораминифер. Наряду с видами широкого стратиграфического диапазона она содержит ряд видов — *Pullenia coryelli*, *Gavelinella beccariiiformis*, *Gyroidinoides quadratus*, *Globorotalites spineus*, *Osangularia cordieriana*, *Reussella szajnochae*, *Bolivina incrassata*, описанных исключительно из кампан-маастрихтских отложений многих регионов [Sliter, 1968, 1977a,b; Beckmann, 1978; Hofker, 1957; Sigal, 1979] (см. табл. 5). Однако в пределах этого интервала возраст они уточнить не могут.

Массовым распространением в осадках позднего кампана — раннего маастрихта пользуются кальцисферулиды (см. табл. 3). Здесь развиты те же виды, что и в кампане, — *Pithonella transitoria*, *P. bilamellata*, *P. krashennikovii*, *P. cylindrica*, но они сопровождаются новым их представителем — *P. usheri*.

Синхронные нanno-фораминиферовые илы в скв. 327 содержат аналогичный комплекс планктонных фораминифер, совместно с которыми найдены редкие экземпляры *Globotruncana arca* и *Globotruncanella havanensis*. У. Слайтер [Sliter, 1977b] датирует осадки поздним кампаном — маастрихтом. Изучение нannoпланктона привело к тому же результату: базальные слои толщи (мощность 7 м) относятся к позднему кампану — раннему маастрихту (кern 13), основная же ее часть (керны 10—12) мощностью около 50 м

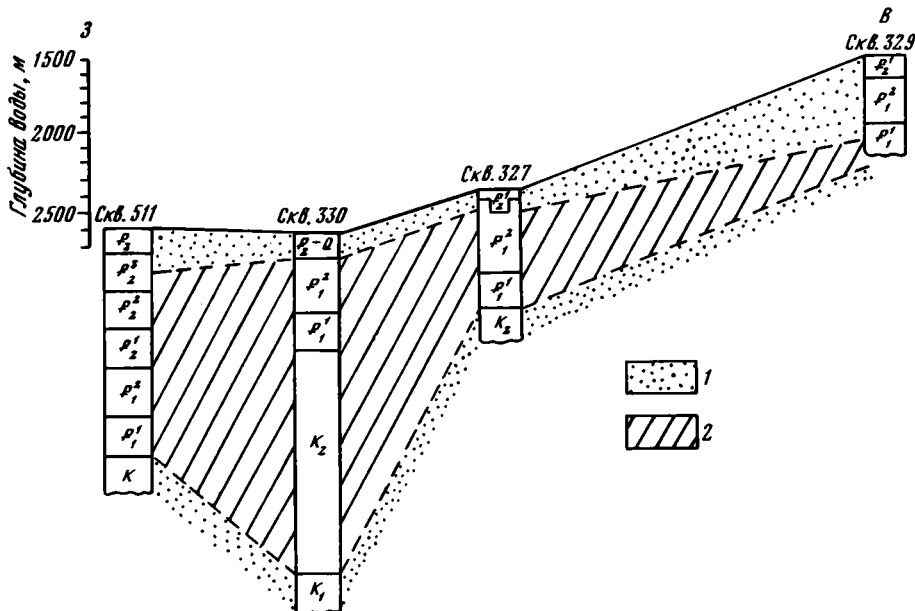


Рис. 9. Продолжительность перерыва в осадконакоплении (или накопления фаций растворения) на границе мезозоя и кайнозоя в скважинах на западном склоне банки Мориса Юинга. Шкала возраста (вертикальная): 1 см — 10 млн. лет.
1 — осадки; 2 — перерыв (иногда фации растворения)

принадлежит к зоне *Nephrolithus frequens* (средний — поздний маастрихт) [Wise, Wind, 1977]. Позднее эти авторы [Wind, Wise, 1983] вернулись к рассматриваемым материалам. Они не только подтвердили позднекампанско-маастрихтский возраст осадков, но и уточнили его в пределах данного интервала. Нанно-фораминиферовые илы керн 13 принадлежат к зоне *Biscutum soignoni* (поздний кампан); осадки кернов 10—12 относятся к зоне *Biscutum magnum* (ранний маастрихт). Таким образом, в скв. 327 в отличие от скв. 511 зона *Biscutum magnum* представлена в полном объеме и имеет значительную мощность; в скв. 511 она почти полностью уничтожена размывом. Отложения верхнего маастрихта на банке Мориса Юинга не установлены.

Отложения нижнего маастрихта венчают разрез мезозоя на востоке Фолклендского плато. Во всех скважинах, которыми вскрыта граница мезозоя и кайнозоя, она отмечена стратиграфическим перерывом различной продолжительности (рис. 9) и резкой сменой чисто карбонатного осадконакопления кремнисто-карбонатным (цеолитовые глины палеоцена в скв. 511 и 330, глинисто-диатомовые илы эоцена в скв. 327, фораминиферо-во-радиоляриевые илы верхнего палеоцена в скв. 329).

Таким образом, в разрезе мезозойских отложений Фолклендского плато намечаются четыре литофациальных комплекса: 1) субэвральные песчано-глинистые осадки, лишенные литофациальных остатков и располагающиеся на гранито-гнейсовом фундаменте (средняя юра? — базальные слои верхней юры); 2) толща черных глин с высоким содержанием органического вещества (верхняя юра — аптский ярус); 3) мелководные глинисто-карбонатные осадки с богатой фауной и наннопланктоном (альбский ярус); 4) глубоководные пелагические карбонатные и глинисто-карбонатные осадки (верхний мел). Вверх по разрезу происходит постепенная смена терригенного осадконакопления в мелководных условиях (поздняя юра — альб) карбонатным пелагическим в поздне меловое время. Одновременно с этим расширяется спектр палеонтологической характеристики осадков и возрастает детальность стратиграфического расчленения мезозойских отложений.

Фолклендское плато представляет собой самый южный район Атлантического океана, где вскрыты осадки мезозоя. В целях корреляции с отложениями более низких широт мы рассмотрим стратиграфию меловых осадков Капской впадины, Китового хребта, банки Агульяс, плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди.

Мезозойские (меловые) отложения в юго-восточной части Атлантического океана вскрыты скв. 361 и 363 в 40-м рейсе и скв. 524 в 74-м рейсе б/с "Гломар Челленджер". Наиболее полный разрез меловых отложений пройден скв. 361 и 363, первая из которых пробурена в Капской впадине, а вторая — в пределах Китового хребта (рис. 10; см. рис. 2).

Скв. 361 (35°03,97' ю. ш., 15°26,91' в. д., глубина океана 4549 м) прошла толщу терригенных отложений мощностью около 1000 м. Снизу вверх установлены следующие стратиграфические подразделения.

К нижней части разреза приурочена толща переслаивающихся темных до черных сланцеватых глин, зеленовато-серых и зеленовато-черных алевролитов и голубовато-серых до зеленовато-серых песчаников. Последние чаще встречаются в основании разреза. Характерной чертой этих отложений является высокое содержание органического (углистого) материала, который иногда полностью слагает прослой мощностью до 4 см, а также пирита, концентрации которого наиболее значительны в верхней части толщи. Углистый материал представлен водорослями, наземными растительными остатками и фрагментами древесины [McLachlan, Pieterse, 1978; Raynaud, Robert, 1978]. Мощность 275,5 м.

При отсутствии в описываемых отложениях планктонных фораминифер их возраст определен по известковому наннопланктону и палинологическим остаткам. Нижняя, большая по мощности часть толщи (243,5 м) на основании совместного присутствия *Chiastozygus litterarius* и *Micrantholithus hoschulzi* отнесена к нижнеаптской зоне *Chiastozygus litterarius* [Proto Decima et al., 1978]. В кровле толщи содержится обедненный комплекс наннопланктона, характерный для зоны *Parhabdolithus angustus* (верхний апт). Присутствующие в разрезе морские и наземные растительные остатки (спорово-пыльцевые комплексы) также позволяют датировать вмещающие отложения аптом [Davey, 1978; McLachlan, Pieterse, 1978].

Выше залегает мощная серия (626 м) циклически чередующихся темных, зеленовато-черных и красноватых алевролитов и аргиллитов. Характерным ее признаком является наличие прослоев мелкозернистых песчаников и алевролитов с косой слоистостью, количество которых уменьшается вниз по разрезу. В целом преобладают черные аргиллиты. Число конкреций и прослоев с пиритом здесь меньше, чем в подстилающих отложениях, наиболее обычны они в нижней части глинистой толщи.

Базальные слои рассматриваемых отложений по присутствию известкового наннопланктона датируются альбом — зоны *Parhabdolithus angustus* и *Prediscosphaera cretacea* [Proto Decima et al., 1978]. Альбский возраст подтверждается также находками спор и пыльцы [McLachlan, Pieterse, 1978].

Верхняя часть серии содержит лишь редкие экземпляры кокколитов из рода *Watznaueria*, которые позволяют говорить только о меловом возрасте. Споры и пыльца датируют эти отложения сенноманом — маастрихтом [McLachlan, Pieterse, 1978]. Динофлагелляты определяют возраст средней части толщи как туронский, верхней части — как сенонско-раннемаастрихтский [Davey, 1978].

Венчает разрез меловых отложений пачка мощностью 53 м, сложенная пелагическими глинами, которые содержат прослой (0,8 м) писчего мела с обильным и разнообразным комплексом наннопланктона кампанско-раннемаастрихтского возраста.

Соотношение меловых и палеогеновых отложений недостаточно ясно, поскольку они разделены пачкой глин мощностью 86 м, лишенной органических остатков. Поскольку палеоген начинается датским ярусом (зона *Cruciplacolithus tenuis* по наннопланктону), можно предполагать, что контакт согласный [Bolli, Ryan et al., 1978].

Разрез меловых отложений в скв. 363, пробуренной на севере Китового хребта (19°38,75' ю. ш., 09°02,80' в. д., глубина океана 2248 м), сложен в своей нижней части преимущественно известняками (нижний мел), а в верхней части писчим мелом (верхний мел).

Нижнемеловые отложения содержат достаточно богатую фауну планктонных фораминифер, позволяющую провести детальное расчленение [Сагон, 1978].

Самые нижние слои разреза (мощность 162 м) характеризуются комплексом фора-

Рис. 10. Корреляция меловых отложений юго-восточной части Южной Атлантики (Капская впадина, север Китового хребта, юг Ангольской впадины)

Условные обозначения см. на рис. 7

минифер, включающим *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. infracretacea*, *H. cf. sigali*, *H. infracretacea gargasiana*, *H. cf. washitaensis*, *Clavihedbergella simplicissima*, *Globigerinelloides maridalensis*. Этот комплекс датирует отложения аптом (зоны *Globigerinelloides algeriana* и *Ticinella bejaouensis*) и свидетельствует о холодноводных австралийских условиях бассейна.

В вышележащих слоях (мощность 28 м) в дополнение к большинству перечисленных видов появляются *Hedbergella gorbachikae*, *H. costellata*, *Globigerinelloides caseyi*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Ticinella primula*, *Heterohelix cf. reussi*, которые ограничивают возраст отложений ранним—средним альбом (зона *Ticinella primula*).

Следующая пачка писчего мела (мощность 66 м) характеризуется относительно богатым комплексом фораминифер, в котором наравне со

многими видами из подстилающих отложений присутствуют *Hedbergella trocoidea*, *Favusella* sp., *Ticinella praeticinensis*, *T. roberti*. Наличие последних датирует слои средним—поздним альбом (зоны *Biticinella breggiensis* и *Rotalipora ticinensis*).

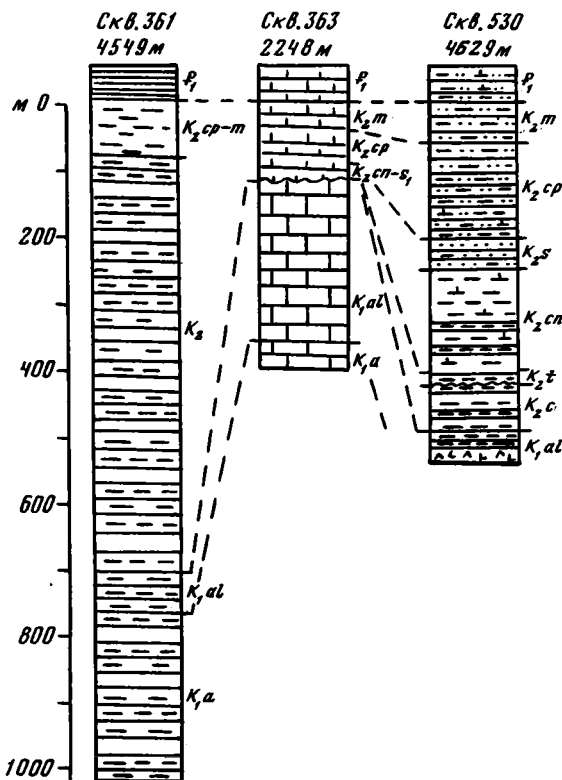
Известковый наннопланктон в апт-альбских отложениях скв. 361 позволяет выделить зоны *Parhabdolithus angustus* (поздний апт — ранний альб), *Prediscosphaera cretacea* (ранний—средний альб), *Eiffellithus turriseiffeli* (поздний альб).

Осадки нижнего и верхнего мела разделены перерывом, из разреза выпадают сеноман, турон и, вероятно, нижний коньяк. В базальной части разреза верхнего мела (мощность 67 м) планктонные фораминиферы совершенно отсутствуют, но относительно разнообразный комплекс кокколитофорид обеспечивает зональное расчленение отложений. Здесь выделены зоны *Marthasterites furcatus* (поздний коньяк — ранний сантон), *Eiffellithus eximius* (ранний кампан) и *Tetralithus trifidus* (поздний кампан — ранний маастрихт).

Маастрихтские слои (мощность 43 м) содержат разнообразные планктонные фораминиферы, представленные преимущественно тепловодными видами: *Globotruncana arca*, *G. tricarinata*, *G. elevata*, *G. contusa*, *G. stuartiformis*, *G. subspinosus*, *G. gansseri*, *G. leupoldi*, *G. linneiana*, *G. hilli*, *G. fornicata*, *G. stuarti*, *G. trinidadensis*, *G. petaloidea*, *G. aegyptiaca*, *G. lamellosa*, *Rugoglobigerina rugosa*, *R. scotti*, *R. rotundata*, *R. hexamerata*, *R. macrocephala*, *Globotruncanella havanensis*, *Abathomphalus mayaroensis*, *A. intermedia*. Этот комплекс позволяет расчленить отложения на три зоны: *Globotruncanella havanensis* (ранний маастрихт), *Globotruncana gansseri* (средний маастрихт) и *Abathomphalus mayaroensis* (поздний маастрихт).

По наннопланктону в составе маастрихтских отложений также выделяются все зоны: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus* и *Micula mura*.

Осадки верхнего мела и палеогена связаны постепенным переходом — в основании палеогена располагается зона *Globorotalia pseudobulloides* (датский ярус) с богатым комплексом планктонных фораминифер [Toumarkine, 1978].



Меловые отложения Китового хребта были разбурены серией скважин в 73, 74 и 75-м рейсах б/с «Гломар Челленджер», однако в литературе появились лишь краткие сведения о результатах работ [Hsü, LaBrecque et al., 1984, Moore, Rabinowitz et al., 1980; Hay, Sibuet et al., 1982]. Тем не менее они представляют значительный интерес, и мы на них кратко остановимся.

В северной части Капской впадины у подножия Китового хребта скв. 524 (29°29,07' ю. ш., 03°30,74' в. д., глубина океана 4805 м) вскрыла вулканогенно-осадочную толщу мощностью около 240 м — чередование известковистых аргиллитов и алевролитов, вулканогенных песчаников, пластов и силлов базальтов. Наннопланктон свидетельствует о маастрихтском возрасте пород. Выше согласно залегают наннопланктонные глины и вулканогенные песчаники нижнего палеоцена (датского яруса) (рис. 11).

К осевой части Китового хребта приурочена скв. 525 (29°04,24' ю. ш., 02°59,12' в. д., глубина океана 2467 м). Эта скважина на глубине 574 м от поверхности дна океана достигла базальтов океанического фундамента, пройдя их на глубину 103 м. Базальты содержат несколько прослоев карбонатных осадков с наннопланктоном зоны *Lithraphidites trifidus* (кампан). Они покрываются наннопланктонным глинистым мелом с прослоями песчаников и алевролитов турбидитного или оползневого происхождения; мощность толщи 124 м. Нижняя часть толщи еще относится к кампану (зона *Lithraphidites trifidus*). Большая ее часть имеет маастрихтский возраст. По наннопланктону она расчленяется на зоны *Arkhangelskiella symbiformis*, *Lithraphidites quadratus*, *Micula mura*, по планктонным фораминиферам — на зоны *Globotruncana tricarinata* и *Abathomphalus mayagoensis*. Маастрихт согласно перекрывается осадками датского яруса (зона *Globigerina eugubina*).

К западу от скв. 525 на северо-западном склоне Китового хребта имеется профиль, состоящий из серии скважин — 529 (28°55,83' ю. ш., 02°46,08' в. д., глубина океана 3035 м), 528 (28°31,49' ю. ш., 02°19,44' в. д., глубина океана 3815 м) и 527 (28°02,49' ю. ш., 01°45,80' в. д., глубина океана 4428 м). В забое скв. 529 установлена пачка светло-серых фораминиферо-наннопланктонных мелоподобных известняков позднего маастрихта мощностью около 20 м (зона *Abathomphalus mayagoensis* по фораминиферам, зона *Micula mura* по наннопланктону). Выше согласно залегает датский ярус (зона *Globigerina eugubina*).

Скв. 528 вскрыла отложения маастрихтского яруса почти в полном его объеме, причем они располагаются на базальтах океанического фундамента. В разрезе различаются два комплекса пород. Нижний из них (мощность 80 м) состоит из базальтов с семью прослоями (от 0,5 до 5 м) наннопланктонного мела, известковых аргиллитов и вулканогенных песчаников; эти прослои характеризуются планктонными фораминиферами зон *Globotruncana tricarinata* и *Globotruncana gansseri* и наннопланктоном зоны *Arkhangelskiella symbiformis*. Верхний комплекс (мощность 65 м) представлен переслаиванием светло-серых и буроватых мелоподобных известняков и зеленовато-серых вулканогенных песчаников и аргиллитов (турбидиты). Он принадлежит к зоне *Abathomphalus mayagoensis* по фораминиферам и к зонам *Lithraphidites quadratus* и *Micula mura* по наннопланктону. Выше согласно следует датский ярус (зона *Globigerina eugubina*).

Скв. 527 находится у подножия Китового хребта, разрез ее сходен с только что описанным: нижний комплекс базальтов основания с прослоями известняков и аргиллитов, мощность 44 м, маастрихт (зона *Arkhangelskiella symbiformis*); верхний комплекс наннопланктонного мела с прослоями вулканогенных аргиллитов и алевролитов, мощность 60 м, маастрихт (зоны *Lithraphidites quadratus* и *Micula mura* по наннопланктону, зона *Abathomphalus mayagoensis* по фораминиферам). И здесь маастрихтский и датский ярусы залегают согласно, причем последний начинается зоной *Globigerina eugubina*.

Как видим, карбонатные отложения верхнего мела на Китовом хребте (скв. 525, 529, 528, 527) характеризуются тепловодными ассоциациями планктонных фораминифер и наннопланктона, близкими по составу к таковым из разновозрастных осадков скв. 363. Подробное их описание в томах Проекта глубоководного бурения (рейсы 73, 74) будет иметь несомненный интерес.

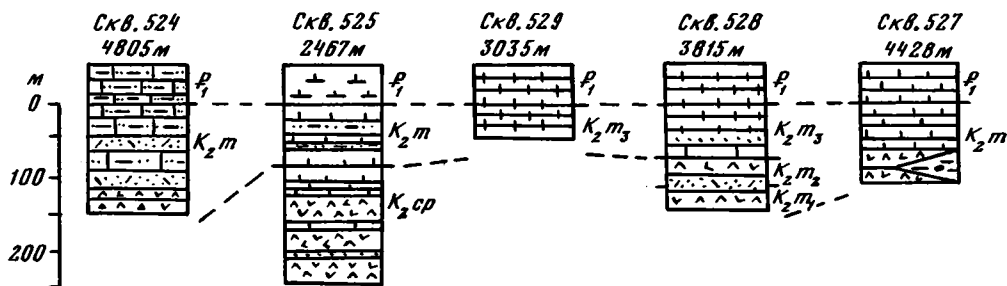


Рис. 11. Корреляция меловых отложений юго-восточной части Южной Атлантики (Китовый хребет).
Условные обозначения см. на рис. 7

В рейсе 75 в 20 км к северу от крутого уступа Китового хребта была пробурена скв. 530 (19°11,26' ю. ш., 9°23,15' в. д., глубина океана 4629 м), расположенная уже в пределах абиссальной Ангольской впадины (см. рис. 10). И хотя она находится недалеко от скв. 363, разрез ее резко иной. На глубине 1103 м от поверхности дна скважина достигла базальтов океанического фундамента. Они перекрываются толщей чередования (мощность 163 м) красных и зеленых аргиллитов и мергелей с черными глинами, отличающимися высоким содержанием органического вещества (до 16,5% органического углерода). Планктонные микроорганизмы свидетельствуют о позднеальбском, сеноманском, раннетуронском и раннеконьякском возрасте осадков. Выше следуют пестроцветные (красные, бурые, зеленые) аргиллиты, алевролиты и песчаники с наннопланктоном верхнего коньяка и нижнего сантона, мощность 109 м. Они сменяются пачкой (41 м) темно-зеленых известковистых глауконитовых песчаников верхнего сантона. Кампан и нижний маастрихт сложены мергелями, глинами и обломочными известняками, частично окремненными. Последние состоят из обломков мелководных водорослей, мшанок, бентосных рифовых фораминифер, моллюсков, карбонатных и вулканических пород, мощность 190 м. Осадки неизменно известковистые, с наннопланктоном и более редкими планктонными фораминиферами. Заканчивается маастрихт пачкой переслаивания наннопланктонного мела, мергелей и глин, мощность 10 м. Выше согласно располагаются осадки датского яруса.

Отложения мела в скв. 530 являются типичным примером глубоководных турбидитов, включающих серию литологических разновидностей. Здесь вскрыт глубоководный конус выноса, формировавшийся на протяжении почти 40 млн. лет. Мелководный обломочный материал поступал со смежных вулканических островов с их известковыми платформами, а также по подводным каньонам с Африканского континента. Он смешивался с пелагическим карбонатным и глинистым материалом. Глубоководные отложения Ангольской впадины (скв. 530) резко контрастируют с относительно мелководными карбонатными осадками Китового хребта (скв. 363).

Юго-восточнее Капской впадины на плато (банке) Агульяс в результате подводной эрозии, как и на Фолклендском плато, верхнемеловые и палеогеновые отложения местами обнажены на дне океана либо прикрыты тонким плащом современных осадков. Во всяком случае, они получены с помощью глубоководных трубок [Saito, van Donk, 1974]. К сожалению, микропалеонтологические данные имеются только для нижнедатской зоны *Globorotalia pseudobulloides*, где совместно с видом-индексом встречаются различные *Chiloguembelina*, *Globigerina daubjergensis*, *G. triloculinoides* и другие виды.

ПЛАТО САН-ПАУЛУ И ВОЗВЫШЕННОСТЬ РИУ-ГРАНДИ

В юго-западной субтропической части Атлантического океана мезозойские отложения вскрыты в пределах плато Сан-Паулу (скв. 356) и возвышенности Риу-Гранди (скв. 357, 21, 20) (см. рис. 7). Юрские отложения здесь отсутствуют, разрез представлен осадками мела, стратиграфический объем которых, естественно, изменяется (уменьшается) в восточном направлении с приближением к Срединно-Атлантическому хребту.

Скв. 356 (28°17,22' ю. ш., 41°05,28' з. д., глубина океана 3175 м) у восточного склона плато Сан-Паулу вскрыла толщу меловых отложений мощностью 326 м, последовательность которых испытывает существенные литологические изменения вверх по разрезу [Perch-Nielsen, Supko et al., 1977].

Разрез начинается известняками, доломитизированными известняками и известковистыми аргиллитами (мощность около 33 м) с планктонными фораминиферами плохой сохранности: *Hedbergella amabilis*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *H. ritschi*, *H. globigerinelloides*, *H. simplicissima*, *Globigerinelloides caseyi*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Heterohelix globulosa*, *Ticinella primula*, *T. roberti*, *T. breggiensis*, *T. subticinensis*, *Planomalina buxtorfi*, *Schackoina cenomana gandolfi*. Этот комплекс датирует вмещающие отложения поздним альбом. Необходимо отметить отсутствие представителей рода *Rotalipora* и широкое развитие хедбергелл и тичинелл, что свидетельствует об умеренно тепловодных условиях морского позднеальбского бассейна и австралийном облике фауны фораминифер.

Эта скажина находится у восточной границы полосы соляной диапировой тектоники. Акустический фундамент (предположительно базальт) отделен толщей пород мощностью в несколько сот метров от отложений верхнего альба. Вероятно, альб подстилается соленосными породами нижнего мела, недостаточно мощными, однако, для возникновения диапировых структур. Не исключено, что доломитизированные известняки и алевролиты следует рассматривать в качестве образований конечной стадии хемогенного раннемелового бассейна.

Альб с размывом перекрывается серыми и черными битуминозными глинами и известковистыми алевролитами, обогащенными органическим веществом и пиритом, с пластом глинистых конгломератов в основании. Мощность 11 м. Присутствующие в этих отложениях *Praeglobotruncana helvetica*, *P. indica*, *P. imbricata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Globotruncana sigali*, *G. angusticarinata* позволяют отнести их к зоне *Praeglobotruncana helvetica* (средний тулон).

Выше также со стратиграфическим несогласием залегают известковистые алевролиты, песчаные глины и черные битуминозные глины с пластами глинистых конгломератов. Мощность около 35 м. Довольно обильная и разнообразная фауна планктонных фораминифер представлена *Hedbergella flandrini*, *H. loetterli*, *H. delrioensis*, *Globigerinelloides asperus*, *G. caseyi*, *Clavohedbergella simplex*, *C. moremani*, *Schackoina cenomana gandolfi*, *Sch. multispinata*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Globotruncana concavata concavata*, *G. pseudolinneiana*, *G. angusticarinata*, *G. renzi*, *G. marginata*, *G. tarfayensis*, *G. sigali*, *G. coronata*, *G. sinuosa*, *Whiteinella archaeocretacea*. Этот комплекс характерен для зоны *Globotruncana concavata concavata* (поздний коньяк; согласно некоторым авторам зона захватывает низы сантона).

Верхняя часть разреза верхнемеловых отложений в скв. 356 мощностью около 250 м сложена монотонным нано-фораминиферовым мелом с прослоями глинистых разностей, постепенно сменяемым нано-фораминиферовыми и фораминиферовыми илами. Эти осадки содержат разнообразный комплекс тепловодных планктонных фораминифер, включающий виды *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Abathomphalus*, *Rugoglobigerina*, *Archaeoglobigerina*, *Planoglobulina*, *Gueblerina*, *Heterohelix*, *Pseudotextularia*, *Racemi-guembelina* и другие, которые позволяют провести детальное расчленение осадков. Здесь выделяются:

сантонский ярус, включающий зону *Globotruncana concavata carinata* с индекс-видом, *G. coronata*, *G. marginata*, *G. lapparenti*, *G. angusticarinata*, *G. bulloides*, *G. pseudolinneiana*, *Hedbergella holmdelensis*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*;

кампанский ярус, включающий две зоны — зону *Globotruncana elevata* с индекс-видом, *G. fornicata*, *G. rosetta*, *G. arca*, *G. coronata*, *G. linneiana*, *G. stuartiformis* и различными видами *Rugoglobigerina*, *Hedbergella* и *Heterohelix* и зону *Globotruncana calcarata* с индекс-видом, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. ventricosa*, *G. plummerae*, *G. fornicata*, *G. rosetta*, *G. trinidadensis*, *Globotruncanella havanensis*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Pseudotextularia elegans*, *Pseudoguembelina costulata*;

маастрихтский ярус, состоящий из трех зон — зоны *Globotruncana tricarinata* с индекс-видом, *G. arca*, *G. stuarti*, *G. spinosa*, *G. petaloidea*, *G. trinidadensis*, *G. fornicata*, *Rugotruncana subcircumnodifer*, *R. subpennyi*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Planoglobulina multicamerata*, *Heterohelix striatus*, зоны *Globotruncana gansseri*, где появляются вид-индекс, *Abathomphalus intermedia* и многочисленные *Globotruncana stuarti*, *G. contusa*, *G. petaloidea*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Pseudotextularia elegans*, *P. intermedia*, *Pseudoguembelina excolata*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Globigerinelloides volutus*, *Gublerina robusta*, и зоны *Abathomphalus mayaroensis* с индекс-видом, который сопровождается *A. intermedia*, *Globotruncana stuarti*, *G. conica*, *G. stuartiformis* и разнообразными видами *Racemiguembelina*, *Gublerina*, *Pseudotextularia*, *Pseudoguembelina*, *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Rugoglobigerina*, *Schackoina*, *Globigerinelloides*.

Совершенно согласно маастрихтские отложения сменяются нанно-фораминиферовыми илами датского яруса (зона *Globigerina eugubina*) с массой мелких глобигерин, хилогюмбелин и гюмбелитрий.

Планктонные фораминиферы верхнемеловых отложений в скв. 356 обладают значительным сходством с одновозрастными фаунами тропической области. Это позволяет провести их уверенную корреляцию с меловыми отложениями Карибского бассейна, Мексиканского залива и хорошо изученными стратотипическими разрезами мела Западной Европы [Premoli Silva, Boersma, 1977].

На северо-западе возвышенности Риу-Гранди скв. 357 (30°00,25' ю. ш., 35°33,59' з. д., глубина океана 2086 м) пробурена только верхняя, карбонатная часть разреза меловых отложений (коньях—маастрихт) мощностью около 300 м. Содержащаяся в них ассоциация планктонных фораминифер по составу и обилию аналогична таковой из одно-возрастных осадков в скв. 356, что обеспечивает расчленение этих отложений с той же детальностью, как и в последней [Premoli Silva, Boersma, 1977]. Здесь установлены зоны *Globotruncana concavata concavata* (коньяк), *Globotruncana concavata carinata* и *Globotruncana fornicata* (сантон), *Globotruncana elevata* и *Globotruncana calcarata* (кампан), *Globotruncana tricarinata*, *Globotruncana gansseri* и *Abathomphalus mayaroensis* (маастрихт). Благодаря частому отбору керн в скв. 357 фиксируется зона *Globotruncana fornicata* (сантон) с индекс-видом, *G. ventricosa*, *Rugoglobigerina ordipagia*; по сути дела, это слон, переходные к кампанскому ярусу. Очевидно, мел и палеоген связаны постепенным переходом — в основании разреза кайнозоя располагается зона *Globorotalia trinidadensis* (средняя часть датского яруса). Нижние слои датского яруса могли быть пропущены из-за пробелов в отборе керн.

Восточнее скв. 21 (28°35,10' ю. ш., 30°35,85' з. д., глубина океана 2102 м) вскрыла только отложения кампана и маастрихта (акустический фундамент здесь не достигнут). В основании разреза располагается пласт известняков-ракушечников с окатанным и сортированным детритусовым материалом. Эти явно мелководные образования сменяются нанно-фораминиферовым мелом кампана с многочисленными обломками раковин и призмами иноцерамов. Выше следуют пелагические нанно-фораминиферовые илы и мел маастрихта. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет 54 м. Планктонные фораминиферы многочисленны и разнообразны. В кампане выделяются зоны *Globotruncana elevata* и *Globotruncana calcarata*, где виды-индексы сопровождаются *G. arca*, *G. linneiana*, *G. fornicata*, *G. ventricosa*, *Pseudotextularia elegans*. Маастрихтский ярус включает зоны *Rugotruncana circumnodifer*, *Globotruncana gansseri*, *Abathomphalus mayaroensis*, где совместно с видами-индексами встречаются *Globotruncana contusa*, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. stuartiformis*, *G. rosetta*, *G. elevata*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Ventilabrella riograndensis*, *Pseudotextularia elegans* [Maxwell, von Herzen et al., 1970; Saito, van Donk, 1974]. Маастрихт согласно сменяется нанно-фораминиферовыми илами датского яруса.

У восточного склона поднятия Риу-Гранди в скв. 20 (28°31,57' ю. ш., 26°50,58' з. д., глубина океана 4447 м) на базальтах океанического фундамента располагаются нанно-фораминиферовые илы и мел позднего маастрихта (зона *Abathomphalus mayaroensis*).

Контакт мела и палеогена согласный — датский ярус начинается своей самой нижней зоной *Globigerina eugubina*.

Недалеко от скв. 356 на поднятии Риу-Гранди была пробурена скв. 516 (30°16,59' ю. ш., 35°17,11' з. д., глубина океана 1313 м), о которой в литературе появились первые сведения [Barker, Carlson et al., 1981]. На глубине 1240 м от поверхности дна скважина достигла базальтов и вулканических брекчий океанического фундамента. Очевидно, излияния происходили на не больших глубинах фотической зоны, поскольку в трещинах в базальтах обнаружены обильные остатки водорослей, мшанок, морских ежей и толстостенных моллюсков. Выше залегает толща чередования светло-серых и белых известняков, серых глинистых известняков и темно-серых и черных глин с планктоном конька, сантона и нижней части кампана, мощность 140 м. Далее следуют буроватые известняки и глинистые известняки верхнего кампана и маастрихта мощностью 136 м. Маастрихтский ярус заканчивается зоной *Abathomphalus mayaroensis* по фораминиферам и зоной *Micula tuga* по наннопланктону. Переход к палеогену постепенный — в основании датского яруса находится зона *Globigerina eugubina*.

Фолклендское плато на юге и поднятия Риу-Гранди и Сан-Паулу на севере разделяются обширной глубоководной Аргентинской впадиной. Бурением она практически не охвачена. Лишь на севере впадины скв. 358 (37°39,31' ю. ш., 35°57,82' з. д., глубина океана 4990 м) вскрыла глубоководный наннопланктонный глинистый мел кампана—маастрихта мощностью 42 м. И наннопланктон, и особенно планктонные фораминиферы сильно затронуты избирательным растворением и не дают четкого представления о характере известкового планктона этой палеошироты. Можно лишь сказать, что наблюдается большее сходство с планктоном поднятий Сан-Паулу и Риу-Гранди, чем с фораминиферами и кокколитофоридами Фолклендского плато.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

В Индийском океане глубоководное бурение установило мезозойские отложения в современных тропической и субтропической зонах (рейсы 25—27). В умеренных и высоких широтах скважины вскрыли лишь осадки кайнозоя, хотя на плато Кергелен с помощью глубоководных трубок были получены отложения верхнего мела. Однако на палеотектонических реконструкциях Д. Маккензи, Дж. Склейтера, А. Смита, Дж. Брайдена, П. Ферстбрука, Б. Фаннела, Э. Бэррона, У. Хея, К. Гаррисона, Е. Тиеде и др. [McKenzie, Sclater, 1971; Smith, Briden, 1977; Firstbrook et al., 1980; Sclater et al., 1977; Barron et al., 1978; Barron et al., 1981], несмотря на имеющиеся в них расхождения, район к западу от Австралийского материка, где в 27-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» скважины прошли отложения мезозоя, в меловое время находился намного южнее его современного положения. Несколько южнее располагался и район Мозамбикского хребта и Мозамбикской впадины, где в 25-м и 26-м рейсах вскрыты меловые отложения [Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974]. Поэтому мы приведем краткую характеристику разрезов мезозоя в указанных районах (рис. 12; см. рис. 2).

Ни в одной из скважин, пробуренных в южной части Индийского океана, юрские отложения не установлены. Вообще в этом океане они обнаружены лишь в скв. 261, расположенной уже в тропической области на абиссальной равнине Апро [Veevers, Heirtzler et al., 1974; Крашенинников, 1977].

Наиболее древние осадочные образования на юге океана имеют раннемеловой (неокомский) возраст. Они фиксируются на Мозамбикском хребте в скв. 249 (29°56,99' ю. ш., 36° 04,62' в. д., глубина океана 2088 м), где разрез мела выглядит следующим образом.

На базальтах акустического фундамента залегает толща аргиллитов и алевролитов, часто обогащенных пепловым материалом (мощность около 120 м). Отложения, как правило, тонкослоистые и имеют преимущественно темную до черной окраску. Большая часть их лишена планктонных фораминифер и наннопланктона и на основании разнообразного комплекса бентосных фораминифер (преимущественно лагенид) и остракод отнесена к неокому. Верхние горизонты этой толщи содержат очень мелкие и чрезвычайно

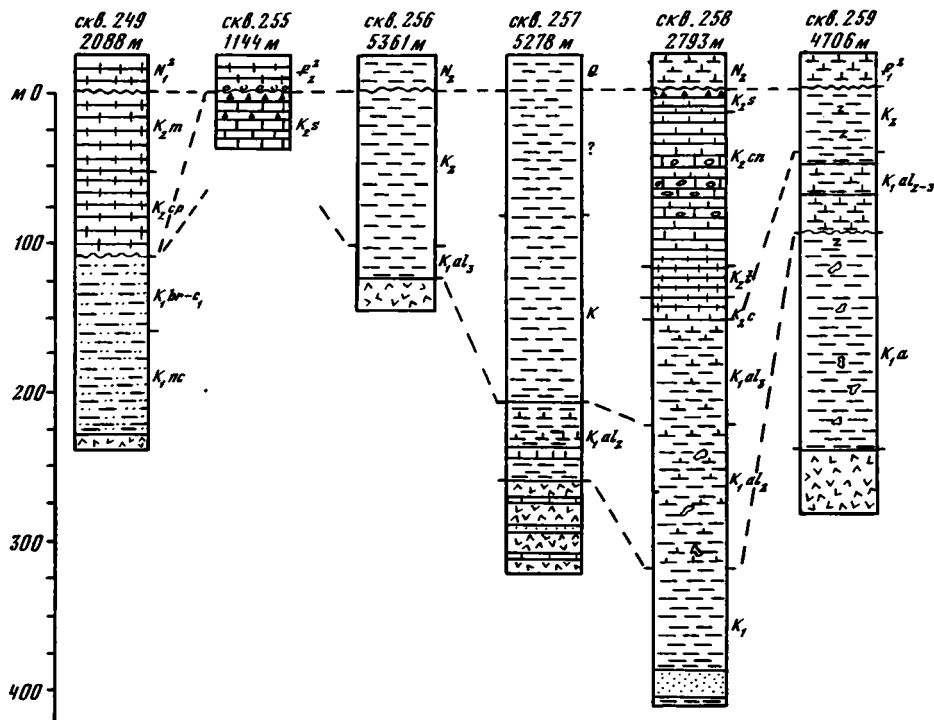


Рис. 12. Корреляция меловых отложений южной части Индийского океана
Условные обозначения см. на рис. 7

изменчивые хедбергеллы, которые напоминают *Hedbergella tardita* (или *H. quadricamerata* и *H. tuschepensis*, известные из стратотипического разреза баррема) [Sigal, 1974]. В самых верхних слоях вместе с многочисленными бентосными видами становятся обычными планктонные фораминиферы: *Hedbergella delrioensis*, *H. cf. gauttierensis*, *H. cf. simplicissima*, *Globigerinelloides aff. eaglefordensis*, *Rotalipora balernaensis*, *Ticinnella sp.*, *Praeglobotruncana modesta*. По мнению Ж. Сигалья [Sigal, 1974], они свидетельствуют о позднеальбском или раннесеноманском возрасте.

Выше залегает толща (мощность 115 м) коричневого и серого нано-фораминиферового глинистого писчего мела с разнообразными бентосными и планктонными фораминиферами. Нижняя часть этой толщи (около 45 м) на основании планктонных фораминифер датирована поздним кампаном, верхняя часть имеет маастрихтский возраст. Планктонные фораминиферы включают многочисленные *Globotruncana contusa*, *G. adamsi*, *G. calcarata*, *G. citae*, *G. stuarti*, *G. elevata*, *G. fundiconulosa*, *G. calciformis*, *G. arca*, *Abathomphalus mayaroensis*, а также представителей родов *Rugoglobigerina*, *Guembelina*, *Gueblerina*, *Planoglobulina* и др. Отложения маастрихта несогласно перекрываются наннопланктонными илами среднемиоценового возраста.

Восточнее, на абиссальной равнине Мозамбикской впадины, в скв. 250 (33°27,74' ю. ш., 39°22,15' в. д., глубина океана 5119 м) установлены бурые глубоководные глины мощностью 47 м, перекрывающие оливиновые базальты. В основании глины немые, а выше в них появляются редкие агглютированные и известковые бентосные фораминиферы, призмы иноцерамов и наннопланктон зоны *Marthasterites furcatus* (сантон — кампан). Выше несогласно следуют бурые глины нижнего миоцена. Слабая палеонтологическая характеристика верхнего мела не позволяет оценить палеоклиматические особенности данного региона.

Остальные скважины, вскрывшие меловые отложения, находятся в юго-восточной части Индийского океана.

На хребте Броукен скв. 255 (31°07,87' ю. ш., 93°43,72' в. д., глубина океана 1144 м) встретила толщу своеобразных биомикритов — серых органогенных известняков с прослоями черных кремней [Davies, Luyendyk et al., 1974]. Мощность их 34 м. Мелководные известняки состоят из бентосных и планктонных фораминифер, наннопланктона, обломков моллюсков и криноидей. Планктонные фораминиферы изучались в шлифах. Подавляющее большинство форм относится к родам *Hedbergella* и *Globigerinelloides*, двукилевые глоботрунканы очень редки. Присутствие наннопланктона зоны *Marthasterites furcatus* свидетельствует, что возраст известняков не древнее сантона.

Верхнемеловые отложения на хребте Броукен с угловым несогласием перекрыты литоральными гравелитами эоценового возраста. Дислокация позднемеловых слоев, размыв и накопление грубообломочных отложений свидетельствуют о поднятии хребта в позднемеловое — палеоценовое время.

Далее к востоку, в глубоководной впадине Уортон, разрезы начинаются альбскими отложениями, которые перекрывают базальты океанического фундамента, — скв. 256 (23°27,35' ю. ш., 100°46,46' в. д., глубина океана 5361 м) и 257 (30°59,16' ю. ш., 108°20,99' в. д., глубина океана 4278 м). К альбу принадлежат бурые слабоизвестковистые глины и наннопланктонные глины с отдельными прослоями наннопланктонных известняков; максимальная мощность альба не превышает 70 м (в скв. 257). В скв. 256 глины характеризуются немногочисленными *Hedbergella infracretacea*, *H. planispira*, *Schackoina senomana* и наннопланктоном зоны *Eiffellithus turrisseiffeli* (верхний альб). В скв. 257 они содержат *Ticinella aff. raynaudi*, *T. cf. roberti*, *Hedbergella infracretacea*, *H. planispira*, *Globigerinelloides eaglefordensis* и наннопланктон зоны *Praediscosphaera cretacea* (средняя часть альба). Бурые абиссальные глины верхнего мела в рассматриваемых скважинах практически лишены органических остатков.

К западу от континента Австралия, в пределах Западно-Австралийской котловины, скважины были заложены на современных абиссальных глубинах. Но глубоководные условия существовали здесь и в меловое время. Поэтому осадки нижнего мела представлены наннопланктонными или слабокарбонатными глинами, а в верхнем мелу развиты бурые некарбонатные глины (фация растворения), лишенные руководящих органических остатков. Изредка присутствующие бентосные фораминиферы не обеспечивают точной возрастной датировки и детального расчленения, свидетельствуя лишь о накоплении осадков на абиссальных глубинах ниже уровня карбонатной компенсации.

На абиссальной равнине Перта в скв. 259 (29°37,05' ю. ш., 112°41,78' в. д., глубина океана 4696 м) выше базальтов и базальтовых брекчий океанического фундамента располагаются зеленовато-серые цеолитовые глины апта с редкими агглютинированными фораминиферами и довольно обильными динофлагеллятами; мощность их около 160 м. Они сменяются цеолитовыми и глинистыми наннопланктонными илами мощностью 43 м с различными микроорганизмами. Среди планктонных фораминифер преобладают *Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. planispira*, реже встречаются *H. aff. delrioensis* и *H. amabilis*. Этот комплекс позволяет датировать отложения альбом [Krashennikov, 1974a]. По наннопланктону осадки относятся к зоне *Prediscosphaera cretacea* среднего альба [Proto Decima, 1974]. Бентосные фораминиферы, по мнению В. Шайбнеровой [Scheibnerova, 1974], указывают на позднеальбский возраст. Выше располагается пачка бурых цеолитовых глин верхнего мела с редкими радиоляриями и агглютинированными фораминиферами. Мел и палеоцен разделены разрывом.

Севернее, на абиссальной равнине Кювье, в скв. 263 (23°19,43' ю. ш., 110°58,81' в. д., глубина океана 5048 м) аптский ярус сложен мощной толщей (276 м) серо-зеленоватых глин с прослоями песчаников и алевролитов. Здесь встречен комплекс довольно разнообразных бентосных фораминифер, динофлагеллят и бедный наннопланктон зоны *Parhabdolithus angustus*. Выше залегают черные и зеленоватые глины, известковистые, с динофлагеллятами и скудным наннопланктоном зоны *Eiffellithus turrisseiffeli*

(альб); мощность 275 м. В этих осадках обычны переотложенные более древние микроорганизмы; их следует рассматривать как турбидиты, представляющие дистальную часть глубоководного конуса выноса. Накопление глин происходило вблизи уровня карбонатной компенсации, планктонные фораминиферы здесь полностью отсутствуют. К верхнему мелу предположительно относятся бурые глины мощностью 225 м, практически лишенные органических остатков. Контакт с кайнозойем несогласный.

Еще далее к северу, на абиссальной равнине Гаскойн, в скв. 260 (16°8,67' ю. ш., 110°17,92' в. д., глубина океана 5702 м) на базальтах (фундамент или силл) залегают наннопланктонные илы и глины альба (мощность 99 м) с кальцисферулидами, наннопланктоном зоны *Prediscosphaera cretacea* и достаточно разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер: *Hedbergella delrioensis*, *H. trocoidea*, *H. ultramicra*, *H. planispira*, *H. brittonensis*, *Globigerinelloides bentonensis*, *G. eaglefordensis*, *G. aff. maridalensis*, *G. gyroidinaeformis* [Krasheninnikov, 1974a]. К верхнему мелу относятся бурые некарбонатные глины мощностью 67 м со своеобразным комплексом агглютинированных фораминифер [Krasheninnikov, 1974b] и переотложенными планктонными фораминиферами различного возраста. Мел и кайнозой разделены несогласием.

Как видим, на абиссальных равнинах Западно-Австралийской котловины верхний мел сложен бурыми глинами, лишенными планктонных фораминифер. Поэтому особый интерес представляет разрез верхнего мела в скв. 258 (33°47,69' ю. ш., 112°28,42' в. д., глубина океана 2793 м), находящейся на плато Натуралистов, к югу от упомянутой котловины. Здесь меловые отложения карбонатные и характеризуются достаточно разнообразными планктонными фораминиферами [Herb, 1974].

Разрез начинается тонкозернистыми глауконитовыми песчаниками и алевроитовыми глинами нижнего мела; из-за скудности органических остатков точнее их возраст неопределим. Эти осадки сменяются черными и бурыми глинами, зеленоватыми цеолитовыми глинами и светло-серыми наннопланктонными глинами и мелом. Нижняя их часть относится по наннопланктону к зоне *Praediscosphaera cretacea* (средний альб), верхняя — к зоне *Eiffellithus turriseiffeli* (поздний альб). Альбские осадки содержат многочисленные планктонные фораминиферы: *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. simplicissima*, *H. infracretacea*, *Globigerinelloides eaglefordensis*; в верхнем альбе к ним добавляются редкие *Schackoina cenomana* и *Praeglobotruncana delrioensis*. Общая мощность нижнего мела 260 м.

Верхний мел сложен светло-серыми и зеленоватыми фораминиферовыми и наннофораминиферовыми окремненными известняками и писчим мелом, мощность 150 м. Эта толща пород подразделяется на: сеноман с различными видами *Hedbergella* и единичными *Rotalipora aff. reicheli*, *Schackoina cenomana* и *Praeglobotruncana delrioensis*; тулон, где появляются *Praeglobotruncana helvetica*, *P. cf. algeriana*, *P. hagni*, *P. stephani*; коньяк, в комплексе фораминифер которого многочисленны *Hedbergella crassa*, *Globigerinelloides ehrenbergi*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Heterohelix* spp., более редки *Whiteinella baltica*, *Globotruncana marginata*, *G. cretacea*, *G. lapparenti*, *G. coronata*, *G. tricarinata* и совсем единичны *G. angusticamerata* и представители группы *G. fornicata* — *concovata*; сантон с наиболее разнообразным комплексом планктонных фораминифер, состоящим из обильных *Whiteinella baltica*, *Globigerinelloides ehrenbergi*, *Hedbergella crassa*, *Heterohelix* spp., *Globotruncana tricarinata*, *G. coronata* в сочетании с редкими *G. ventricosa*. Кампан и маастрихт отсутствуют. Верхний мел в скв. 258 несогласно покрывается илами неогена.

У южного склона плато Натуралистов в скв. 264 на вулканогенных конгломератах располагается маломощная (6 м) пачка фораминиферовых песков верхнего мела. Они отлагались в условиях сильных донных течений, выносивших наннопланктон и переотлагавших планктонные фораминиферы. Комплекс последних включает разновозрастные формы: *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *Heterohelix reussi*, *Globigerinelloides asperus*, *Schackoina multispinata*, *Globotruncana coronata*, *G. linneiana*. Самые молодые из них свидетельствуют о сантон-кампанском возрасте осадков. Выше несогласно залегает палеоцен.

Взятые в целом, скв. 249, 255—260 и 264 дают хорошее представление о планктонных фораминиферах альба и позднего мела, причем их видовой состав оказывается близким

к таковому из меловых отложений Фолклендского плато, т. е. комплексы фораминифер, несомненно, принадлежат к австралийской провинции с умеренно-теплыми температурами поверхностных вод. Эта особенность микрофауны восточной части Индийского океана уже отмечалась рядом авторов [Krashennikov, 1974a; Herb, 1974; Herb, Scheibnerova, 1977].

Выше говорилось, что сведения о мезозойских отложениях южных районов Индийского океана практически отсутствуют. Бурение здесь не проводилось главным образом в связи с тяжелыми погодными условиями. Тем больший интерес представляют данные о верхнемеловых отложениях, которые были получены с помощью глубоководной грунтовой трубки с борта американского судна «Элтанин» на плато Кергелен (55°52,78' ю. ш., 81°07,09' в. д., глубина океана 4304 м). Плато Кергелен относится к категории погруженных микроконтинентов с корой континентального типа.

В наннопланктонных, слегка глинистых илах мощностью 2 м обнаружены планктонные фораминиферы позднего сеномана и турона [Quilty, 1973]. Позднесеноманский комплекс содержит многочисленные *Hedbergella amabilis*, *H. brittonensis*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *H. trocoidea*, *Clavihedbergella simplex*, *Globigerinelloides bentonensis*, *G. eaglefordensis*, а также более редкие *Schackoina cenomana*, *Sch. bicornis*, *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora reicheli*, *R. multiloculata* — *reicheli*. Все перечисленные виды родов *Schackoina*, *Globigerinelloides*, *Clavihedbergella* и *Hedbergella* (за исключением *H. amabilis*) присутствуют и в туронских отложениях, где они сопровождаются *Globotruncana marginata*, *Ticinella aprica*, *Praeglobotruncana difformis*, *Hedbergella portdownensis*, *Heterohelix globulosa*, *H. pulchra*.

Несомненно, плато Кергелен в плане будущих исследований имеет исключительное значение для изучения стратиграфии мела и расшифровки геологической истории этого времени.

ТИХИЙ ОКЕАН (МОРЕ БЕЛЛИНСГАУЗЕНА, ПЛАТО КЭМПБЕЛЛ)

В Тихоокеанском секторе Южного океана меловые отложения встречаются только в двух скважинах — 323 и 275 (см. рис. 2). Сква. 323 (63°40,84' ю. ш., 97°59,69' з. д., глубина океана 5004 м) пробурена в пределах абиссальной равнины моря Беллинсгаузена [Hollister, Craddock et al., 1976], сква. 275 (50°26,34' ю. ш., 176°18,99' в. д., глубина океана 2800 м) приурочена к плато Кэмпбелл [Kennett, Houtz et al., 1974].

В сква. 323 меловые отложения имеют мощность около 20 м и представлены плотными коричневатými цеолитовыми глинами, залегающими непосредственно на базальтах фундамента. Содержащиеся в них агглютинированные бентосные фораминиферы, среди которых преобладают *Bolivinopsis spectabilis*, *Glomospira* spp., *Rzehakina epigona*, *Normosina ovulun*, *Paratrochamminoides* cf. *irregularis*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Nodellum velascoensis*, не позволяют точно датировать вмещающие слои [Rögl, 1976b]. На основании обедненной ассоциации наннопланктона, состоящей из *Cribrosphaerella*, *Watznaueria barnesae*, *Zigodiscus sigmoides*, *Cretarhabdus splendens*, возраст этих отложений определен как позднемаястрихтский. Выше они без видимого несогласия перекрыты литологически сходными осадками датского яруса, характеризующегося относительно богатым комплексом наннопланктона [Haq, 1976]. Планктонные и бентосные фораминиферы также достаточно разнообразны [Rögl, 1976b]. Первые из них представлены довольно мелкими *Globigerina triloculinoides*, *G. edita*, *G. fringilla*, *G. daubjergensis*, *Chiloguembelina crinita*, *Ch. gradata*, *Ch. cf. midwayensis*, *Ch. subtriangularis*. Среди бентосных фораминифер развиты как агглютинированные, так и известковые формы: *Ammodiscus cretaceus*, *A. peruvianus*, *Bolivinopsis spectabilis*, *Dorothia oxycona*, *Glomospira charoides*, *G. irregularis*, *Hyperammina* sp., *Kalamopsis grzybowskii*, *Nodellum velascoensis*, *Reophax splendidus*, *Rhabdammina* sp., *Rhizammina* sp., *Rzehakina epigona*, *Saccammina complanata*, *Spiroplectammina dentata*, *Aragonia ouezzanensis*, *Bulimina stokesi*, *Charltonina florealis*, *Gyroidina octocamerata*, *Loxostomoides alabamensis*, *Nonion durhami*, *N. planatum*, *Nonionella robusta* и целый ряд других видов. Многие из них пользуются широким географическим распространением в отложениях палеоцена.

Меловые отложения на плато Кэмпбелл (скв. 275) сложены темными зеленовато-серыми алевролитами, в верхней части содержащими глауконит и железо-марганцевые микроконкреции, мощность 62 м. Осадки лишены карбонатных микрофоссилий, но по содержанию в них редких экземпляров агглютинированных бентосных фораминифер *Bolivinaopsis spectabilis*, разнообразного комплекса динофлагеллят [Wilson, 1974], радиолярий [Pessagno, 1974], археомонад, диатомей и силикофлагеллят [Hajos, Stradner, 1974] они датируются поздним мелом, скорее всего поздним кампаном — маастрихтом. По заключению Э. Пессаньо [Pessagno, 1974], ассоциация радиолярий представлена холодноводными видами, что, вероятно, свидетельствует о более высокоширотном положении плато в поздне меловое время по сравнению с его современным положением.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СМЕЖНЫХ КОНТИНЕНТОВ

В этом разделе кратко рассматриваются морские юрские и меловые отложения на континентах, омываемых Южным океаном. Конечно, нас прежде всего интересуют те осадочные толщи, которые имеют сколько-нибудь надежную палеонтологическую характеристику. Только это обстоятельство позволяет проводить стратиграфическую корреляцию, искать общие черты геологического развития и палеоклиматической истории.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

В пределах южного окончания Южно-Американского материка поздне мезозойские отложения выполняют ряд осадочных бассейнов, самыми крупными из которых с юга на север являются Австралийный, или Магелланов, Сан-Хорхе, Колорадо, Саладо и Неукен. Сведения о литологическом составе этих отложений, их стратиграфии, истории геологического развития и комплексах макро- и микрофаунистических остатков содержатся главным образом в работах аргентинских геологов [Malumian, Masiuk Riggi, 1971; Malumian, Masiuk, Carcia, 1972; Malumian, 1970, 1978; Malumian, Masiuk, 1973, 1978; Malumian, Baez, 1976; Urien, Zambrano, 1973; Natland et al., 1974]. В связи с обедненностью этих отложений фауной и плохой ее изученностью схема их стратиграфического расчленения страдает неполнотой и противоречивостью.

Осадочные бассейны Сан-Хорхе, Колорадо и Саладо выполнены преимущественно осадками континентального происхождения, за исключением маастрихтских слоев, сложенных в бассейне Колорадо зелеными, серыми или темно-серыми карбонатными алевролитами морского генезиса.

Наиболее полные разрезы морских отложений поздне мезозойского возраста описаны в бассейнах Магеллановом и Неукен. В первом из них, который охватывает Южную Патагонию и Огненную Землю и фундамент которого погружается в сторону Фолклендского плато, в основании разреза залегают массивные кварцитовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами общей мощностью около 500 м. Эти отложения на основании находки аммонитов из рода *Favrella* отнесены к ринконскому ярусу (соответствует оксфорд-кимериджу) [Natland et al., 1974]. Наряду с фауной моллюсков они содержат растительные остатки. В верхней части разреза появляется довольно богатый комплекс бентосных фораминифер, включающих *Astacolus tricarinelus*, *A. filosa*, *A. stillus*, *Marginulinopsis lituoides*, *Hoeglundina porcellanea*, *Dentalina soluta*, *Vaginulinopsis ectypa*, *Reinholdella* cf. *quadrilocula*, *R. fuezalidai*. Эти виды указывают на мелководные (100—200 м) условия осадконакопления.

Выше, по данным Дж. Нэтленда с соавторами [Natland et al., 1974], залегают отложения эсперанского яруса (титон—готерив), сложенные темными коричнево-серыми глинистыми сланцами, в которых, кроме видов бентосных фораминифер,

встреченных в подстилающих осадках, появляются также *Polymorphina martinezi*, *Ammobaculites barrowensis*, *Astacolus micridictyotos*, *Lenticulina besairiei*, *L. biexcavata*, *Haplophragmium inconstans erectum*. Мощность отложений этого яруса около 400 м. Осадконакопление происходило на глубинах 100—400 м в анаэробных условиях.

По данным Н. Малумьяна и А. Баец [Malumian, Baez, 1976], оксфорд-кимериджские аммониты *Favrella americana* и *F. steinmanni*, помимо отложений ринконского яруса, встречаются также и в вышележащих слоях эсперанского яруса. Стратиграфическое распространение аммонитов и сходный комплекс микрофауны, содержащейся в отложениях этих ярусов, позволили этим авторам считать их одновозрастными (готерив-барремскими).

Отложения эсперанского яруса перекрыты толщей (мощность 200 м) плотных темно-серых тонкослоистых глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом и имеющих барремский возраст (пратский ярус). Эти отложения развиты главным образом в северной части Магелланова бассейна и содержат редкие *Lenticulina reyesi*. Глубина бассейна, в котором накапливались эти осадки, оценивается в 100—500 м.

Отложения пратского яруса вверх по разрезу сменяются светло-серыми и красноватыми известковистыми глинистыми сланцами с прослоями белых сланцеватых известняков (тенерифский ярус). Эти отложения широко распространены в Магеллановом бассейне и имеют максимальную мощность около 1000 м в скважине, пробуренной в северной части бассейна (район Ультима-Эсперанца). В карбонатных прослоях часто присутствуют секрционные бентосные фораминиферы — *Discorbis minima*, *Cibicides* cf. *djaffaensis*, *Pullenia natlandi* [Natland et al., 1974]. Последний вид позднее был перепределен как *Globigerinelloides gyroidinaeformis* [Malumian, Baez, 1976], который широко распространен в апт-альбских отложениях Австралийной биогеопровинции южного полушария. В большом количестве экземпляров здесь присутствует *Hedbergella delrioensis*. Часто встречаются также радиолярии и наннопланктон. Бентосные фораминиферы предполагают осадконакопление на глубинах около 300 м.

Выше залегают отложения пенинсулского яруса, имеющие в пределах бассейна широкое распространение и представленные темно-серыми глинистыми сланцами. Как и подстилающие осадки, максимальной мощности (около 400 м) они достигают в северной части бассейна.

Отложения пенинсулского яруса характеризуются довольно разнообразным комплексом фораминифер, включающим как планктонные (*Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. portsdownensis*, *Heterohelix moremanni*), так и бентосные (*Tritaxia porteri*, *Clavulinoides gaultinus*, *Spiroplectamina annectus*, *S. complanata*, *Discorbis minima*, *Lingulogavelinella* ex gr. *africana*) виды. Они широко распространены в одновозрастных осадках высоких широт южного полушария. Возраст этих отложений альб-сеноманский. Как и одновозрастные осадки в скв. 327, 330 и 511 на Фолклендском плато, отложения пенинсулского яруса Магелланова бассейна имеют пелагическое происхождение и отвечают глубинам 1000—2000 м.

Далее следуют темно-серые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники лазского яруса, достигающие в северной части бассейна мощности более 2000 м. Эти образования имеют турбидитную природу. В глинистых сланцах часто отмечаются глубокие желоба, прорезанные турбидитными потоками и протягивающиеся в направлении с северо-запада на юго-восток. Отложения характеризуются относительно разнообразным комплексом планктонных фораминифер, включающим *Hedbergella portsdownensis*, *H. planispira*, *H. cf. amabilis*, *H. delrioensis*, *Whiteinella baltica*, *W. sp.*, *Archaeoglobigerina wenzeli*, *Globigerinelloides asperus*, формы, близкие к *Praeglobotruncana* со слабо выраженными киями, а также двукилевые глоботрунканы из группы *Globotruncana lapparenti*. Этот комплекс позволяет датировать слои тураном—коньяком [Malumian, Maziuk, 1978]. Вместе с планктонными видами присутствуют бентосные фораминиферы, как агглютинированные — *Ammodiscus cretaceus*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Spiroplectamina* sp., *Ammobaculites* sp., так и секрционные — *Notoplanulina rakauoana*, *Gavelinella eriksdalensis*, *G. murchisoniensis*, *Alabamina australis*, *Marginulinopsis* sp., *Praebulimina* cf. *carseyae* [Malumian, 1978]. В большом количестве в отложениях встречаются призмы иноцерамов, вероятно перемещенные турбидитными потоками с мелководья. Глубины

накопления осадков лазского яруса, по оценкам Дж. Нэтленда с соавторами [Natland et al., 1974], около 1000—2000 м.

Венчается разрез мезозоя в пределах Магелланова бассейна толщей мощностью более 3000 м, сложенной твердыми темными и зеленовато-серыми глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками.

Как и подстилающие отложения, они имеют турбидитную природу. Эти образования относятся к рисковскому ярусу сантон-маастрихтского возраста и характеризуются наиболее богатым комплексом планктонных фораминифер. Он состоит из *Hedbergella cf. amabilis*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *H. holmdelensis*, *Whiteinella baltica*, *Rugoglobigerina bulbosa*, *R. pilula*, *R. plana*, *Globigerinelloides asperus*, *G. multispinata*, *Heterohelix globulosa*, *H. sp.*, *Globotruncana cretacea*. На основании этой ассоциации возраст отложений определен как сантон-маастрихтский [Malumian, Maziuk, 1978]. Бентосные фораминиферы представлены преимущественно агглютинированными видами. Глубина бассейна накопления этих отложений составляла 1000—2000 м.

Меловые отложения в Магеллановом бассейне в большинстве случаев согласно перекрыты зеленовато-серыми глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками палеоценового (датского) возраста с обильным глауконитом.

Таким образом, меловые отложения Магелланова бассейна обнаруживают значительное сходство с одновозрастными осадками Фолклендского плато как по литологическому составу, так и по комплексу микрофауны. И в том и в другом районе отложения раннего мела представлены преимущественно темными глинистыми сланцами и глинами с высоким содержанием органического вещества, образовавшимися в условиях мелководного полужамкнутого морского бассейна со слабым перемешиванием вод и застойными явлениями в придонном слое. Как и на Фолклендском плато, разрез меловых отложений Магелланова бассейна демонстрирует постепенное погружение дна бассейна от шельфовых глубин в раннем мелу до батинальных в позднемеловое время с резким ускорением этого процесса на границе раннего и позднего мела. Планктонные фораминиферы в меловых отложениях Магелланова бассейна обладают значительным сходством видового состава с меловой микрофауной Фолклендского плато и имеют ярко выраженный австралийский характер.

Все эти особенности литологического состава и микрофаунистических комплексов свидетельствуют о единой истории геологического развития этих структур и синхронности основных его этапов.

В бассейне Неукен, который расположен к северу от Магелланова бассейна, морские отложения накапливались с титона до баррема во время трансгрессии тихоокеанских вод с запада. Они представлены преимущественно мелководными прибрежными фациями глинистых сланцев, в нижней (титонской) части битуминозных, алевролитов, оолитовых известняков, песчаных мергелей, песчаников и конгломератов. Отложения характеризуются фауной моллюсков, аммонитов, рыб. Вверх по разрезу морские отложения сменяются континентальными образованиями, сложенными косослоистыми песчаниками и конгломератами с прослоями гипса и соли и обильными остатками растительности и позвоночных [Malumian, Baez, 1976].

ЮЖНАЯ АФРИКА

На территории Южной Африки в составе юры и мела господствуют континентальные фации [Хоутон, 1966]. Морские осадки нижнего и верхнего мела развиты в виде узкой полосы на Индоокеанском побережье. В Зулуленде юрские риолиты покрываются грубыми конгломератами и песчаниками с обугленной древесиной и растительными остатками нижнего мела. Эти речные осадки сменяются морскими песчаниками и алевролитами с позднеаптской макрофауной. Выше следуют тонкозернистые песчаники, известковистые песчаники и песчаные мергели альба с редкими планктонными (*Hedbergella infracretacea*, *H. washitensis*) и многочисленными бентосными фораминиферами. Некоторые из них являются общими для альба Южной Африки и Австралии: *Textularia kurilensis*, *Lenticulina australiensis*, *Patellinella australis*, *Patellina africana*, *Lingulogavelinella frankei africana*, *Orithostella africana*, *Gavelinella ex gr. intermedia*, *Hoeglundina*

aff. australiensis — и принадлежат к австралийской биогеографической провинции [Lambert, Scheibnerova, 1974].

Верхнемеловые отложения Зулуленда более карбонатные и несколько более глубоководные. Им посвящена диссертация Г. Ламбер [Lambert, 1971] "Меловые фораминиферы северного Зулуленда".

Ссылаясь на эту диссертацию, У. Слайтер (Sliter, 1977b, с. 592) пишет: «Комплексы планктонных фораминифер Южной Африки, описанные Ламбер из отложений от доконьянских до маастрихтских, характеризуются разнообразием видов, типичных для относительно тепловодной области. Тем не менее существует значительное сходство с микрофауной из рейса 36 как в отношении разнообразных бентосных фораминифер, так и в отношении некоторых элементов планктонной микрофауны». Во всяком случае, можно сделать вывод, что на территории Зулуленда развиты более тепловодные комплексы планктонных и бентосных фораминифер, чем на Фолклендском плато, но в биогеографическом смысле микрофауна сохраняет свой австралийский характер.

АВСТРАЛИЯ

Морские отложения мелового возраста на Австралийском материке имеют широкое распространение, выполняя бассейны Карнарвон, Перт и Каннинг в его западной части, Большой Артезианский бассейн в центральной и юго-восточной частях и бассейны Юкла, Отвэй и Гипслэнд на юге.

Наиболее полный разрез нижнемеловых отложений морского генезиса с разнообразными фаунистическими остатками детально изучен в центре Большого Артезианского бассейна [Ludbrook, 1966; Scheibnerova, 1971a,b, 1972, 1980, 1981; Lambert, Scheibnerova, 1974; Exon, Senior, 1976; Playford et al., 1975]. Меловые отложения в пределах этого бассейна характеризуются фашиальными переходами, и схема их стратиграфического расчленения различными авторами понимается по-разному. Границы между местными литостратиграфическими подразделениями, которые выделяются без должной привязки к международной стратиграфической шкале, проводятся на разных уровнях, и их сопоставление по этой причине затруднительно. Слабая изученность органических остатков также служит препятствием в их корреляции.

При характеристике меловых отложений Большого Артезианского бассейна мы принимаем биостратиграфическую схему В. Шайбнеровой [Scheibnerova, 1980, 1981], которая провела их детальное расчленение на основе изучения стратиграфического распространения более 100 видов фораминифер в скважине Уднадатта № 1 в центральной части бассейна и ревизии коллекции фораминифер Н. Лудбрук [Ludbrook, 1966] из этой же скважины.

В основании разреза меловых отложений залегает толща верхнеюрских — нижнеаптских песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов и углей общей мощностью до 350 м. Осадки имеют преимущественно континентальное происхождение; отдельные прослои содержат морскую фауну двустворок, гастропод, белемнитов, морских ежей и агглютинированных фораминифер.

Выше согласно залегают мелководные алевролиты и известняки с подчиненными прослоями песчаников. Помимо макрофауны, здесь встречены немногочисленные бентосные фораминиферы: — *Trochammina raggatti*, *T. minuta*, *Textularia anacooraensis*, *Miliammina inferior*, *Praebulimina hergotensis*, *Gavelinella cf. newtoni*. Возраст этих отложений по аммонитам позднеаптский. Мощность около 100 м.

Верхнеаптские отложения перекрыты толщей мелководных морских известковистых алевролитов и песчаников формации Уаллумбилла (мощность 250—350 м) с богатой фауной пелеципод, гастропод, белемнитов, скафопод и аммонитов; встречены также растительные фрагменты, споры и пыльца. Комплекс бентосных фораминифер разнообразен: *Haplophragmoides chapmani*, *Bigenerina promaensis*, *Pseudobolivina engeniensis*, *Trochammina minuta*, *Lingulogavelinella albiensis albiensis*, *Bilingulogavelinella australiana*, *Orithostella australiana*, *Reinholdella claytonensis*, *Praebulimina hergotensis*, *P. kareelensis* и различные лагениды [Scheibnerova, 1980]. В кровле этой толщи во многих районах бассейна встречаются многочисленные экземпляры *Hedbergella planis-*

pira и редкие *H. delrioensis* [Playford et al., 1975]. Возраст отложений: ранний — средний альб. Граница между аптскими и альбскими слоями проводится по появлению в разрезе вида *Lingulogavelinella albiensis albiensis*, который повсеместно в Австралии маркирует основание альба [Scheibnerova, 1980]. Макрофаунистические остатки также позволяют датировать отложения альбом.

Вверх по разрезу ниже-среднеальбские осадки сменяются различными алевролитами с подчиненными пластами рыхлых песчаников, тонкозернистых известняков и ракушечников. В средней части толщи обычны черные битуминозные и известковистые глины (нижняя часть формации Уднадатта). Мощность колеблется от 270 до 550 м. Осадки мелководные, иногда переходящие в параллические. По всему разрезу встречаются обильная фауна аммонитов, двустворок, рыб и растительные остатки. Ассоциация фораминифер наряду с бентосными видами: *Ammodiscus cretaceus*, *Haplophragmoides chapmani*, *Ammobaculites australis*, *A. erectus*, *Textularia wilgunyaensis*, *Verneuilinoides kansasensis*, *Lingulogavelinella franki*, *L. orbiculata*, *Pseudopatellinella howchini*, *Gavelinella parvula*, *G. oodnadattensis*, *Orithostella indica*, *Praebulimina kansasensis*, *P. cf. pappina* — включает также планктонные формы *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea*, *H. portsdownensis*, *H. delrioensis* [Scheibnerova, 1980]. Эта ассоциация, широко распространенная в верхнеальбских отложениях высоких широт южного полушария, является показателем умеренного климата и осадконакопления в условиях мелководного замкнутого эпиконтинентального бассейна, периодически сообщавшегося с открытым океаном.

Г. Плейфорд с соавторами [Playford et al., 1975] также отмечают присутствие в нижних слоях толщи в центральной и северо-западной частях бассейна обильных *Hedbergella infracretacea* и редких *H. delrioensis*, *H. planispira* и *H. punctata*. Наличие раковин последнего вида, по их мнению, может указывать на позднеальбский возраст осадков.

Разрез морских меловых отложений в пределах Большого Артезианского бассейна венчается толщей нижнесеноманских алевролитов с прослоями рыхлых песчаников, иногда слабокарбонатных, мощностью около 70 м (верхняя часть формации Уднадатта). Они содержат фауну аммонитов, пелеципод и бентосных агглютинированных фораминифер: *Haplophragmoides chapmani*, *H. lapillosus*, *Ammodiscus cretaceus*, *Trochammina subinflata*, *Verneuilinoides kansasensis*. В северо-западной и центральной частях бассейна в этих отложениях встречены планктонные виды: *Hedbergella delrioensis*, *H. amabilis*, *H. sp.*, *Schackoia senomana*. Присутствие последнего вида позволяет датировать отложения самым поздним альбом (враконом) — ранним сеноманом [Playford et al., 1975]. Поскольку этот вид в высоких широтах может иметь сокращенный стратиграфический интервал, не исключена возможность, что возраст этих слоев может быть сеноманским.

В западной части Австралии нижнемеловые отложения распространены в пределах бассейнов Карнарвон, Перт и Каннинг. Наиболее полный их разрез изучен в бассейне Карнарвон. В нижней части он сложен преимущественно кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и углистых глинистых сланцев (формация Бирдронг). Мощность до 36 м. Бедные органические остатки (микрофлора, двустворки, фрагменты древесины) датируют осадки поздним неокомом или ранним аптом [McWhae et al., 1958].

Формация Бирдронг согласно перекрыта пачкой переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и зеленых рыхлых песчаников формации Мадеронг мощностью до 75 м. Возраст этой толщи на основании находок фораминифер и микропланктона считается аптским.

Вверх по разрезу следуют серые и темно-серые радиоляриевые алевролиты и радиоляриты, иногда с тонкими прослоями известняков, зеленых глауконитовых песчаников и черных кремней (радиоляриевая толща Уиндалия). Максимальная мощность около 120 м. Осадки характеризуются аммонитами, пелециподами, остракодами и радиоляриями. Ассоциация фораминифер, по заключению М. Глесснера с соавторами [McWhae et al., 1958], датирует эти слои аптом — ранним альбом. Присутствие аммонитов из семейства *Aconecerasatidae* подтверждает этот возраст.

Далее согласно залегают темные бентонитовые алевролиты и глинистые сланцы (пачка Гирл) мощностью до 580 м. Отложения содержат двустворки, ростры белемни-

тов и разнообразные фораминиферы. Из нижней части толщи Д. Белфорд [Belford, 1958] определил планктонные и бентосные формы — *Praeglobotruncana delrioensis*, *Hedbergella planispira*, *Neobulimina minima*, *Lenticulina gaultina*, *Anomalina petita*, *Trochammina minuta*, *Tristix excavata*, *Spiroplectammina cushmani*, *Sp. edgelli*, датирующие отложения альбом. И. Креспин [Crespin, 1946] на основании бентосных фораминифер *Ammodiscus cretaceus*, *Haplophragmoides* cf. *chapmani*, *Haplophragmium* cf. *aequale*, *Verneuillina polystropha*, *Marginulina bullata*, *Epistomina spinulifera* и ростров белемнита *Dimitibellus dipticha* также считает их возраст альбским.

В бассейне Перт нижнемеловая формация Саус-Перт представлена темно-серыми песчанистыми пиритсодержащими алевролитами с прослоями песчаников, также с пиритом, а в верхней части и с глауконитом. Мощность от 370 до 560 м. Плохой сохранности органические остатки, в том числе фораминиферы, ограничивают возраст этих отложений ранним мелом, не позволяя более точной датировки.

В. Шайбнерова [Scheibnerova, 1974] в двух скважинах, пробуренных в бассейнах Карнарвон и Перт, выделила две ассоциации бентосных фораминифер, отвечающих аптскому и альбскому интервалам. Ассоциация аптских видов включает *Ammobaculites crespinae*, *A. fisheri*, *Gaudryina beyissensis*, *Textularia anacooraensis*, *Haplophragmoides* sp. Альбские отложения содержат *Clavulina gabonica*, *Ammobaculites* sp., *Lingulogavelinella frankei*, *L. ex gr. curyi*, *Osangularia utaturiensis*, *Gavelinella ex gr. intermedia*, *Ramulina tetrahedralis*. Обе эти ассоциации характеризуют мелководные условия осадконакопления.

В бассейне Каннинг нижнемеловые отложения, отвечающие регрессивному циклу его развития и согласно перекрывающие верхнеюрские образования, сложены преимущественно различными песчаниками, часто косослонстыми, с подчиненными пластами алевролитов и конгломератов; общая мощность около 500 м. В средней части разреза встречена разнообразная фауна двухстворок (*Meleagrinea*, *Venus*, *Lotrignonia*), белемнитов (*Belemnopsis* cf. *tanganensis*, *Hibolites* cf. *subfusiformis*) и аммонитов (*Criocerat*) неокомского возраста [McWhae et al., 1958].

В центральной части бассейна Юкла на докембрийских гнейсах залегают тонко- и грубозернистые песчаники и конгломераты, лишенные органических остатков (пачка Лунгана). Мощность этой пачки не превышает 25 м. Они перекрыты глинистыми сланцами и зелеными песчаниками (пачка Мадуга) мощностью около 335 м с нижнемеловыми пеллециподами — *Aucella hughendenensis* и *Maccoyella corbiensis*. Фораминиферы здесь не обнаружены.

Верхнемеловые отложения в пределах Австралии распространены главным образом в бассейнах Карнарвон и Перт [Edgell, 1954, 1957, 1962; Belford, 1958].

В бассейне Карнарвон граница между нижним и верхним мелом проходит внутри литологически единой пачки Гирл, сложенной бентонитовыми алевролитами и глинистыми сланцами. Несмотря на литологическое однообразие осадков, остатки микроорганизмов свидетельствуют о наличии между нижним и верхним мелом стратиграфического перерыва, охватывающего ранний сеноман и, возможно, какую-то часть позднего альба. Верхние слои пачки Гирл выше горизонта с альбскими фораминиферами содержат *Praeglobotruncana stefani stefani*, *P. helvetica*, *P. turbinata*, *Globotruncana lapparenti*, *G. cretacea*, *Globigerinelloides asperus*, *Per. Rotalipora* cf. *turonica*, *Gaudryina cushmani*, *Marssonella oxucona*, *Spiroplectammina* cf. *nuda*, *Anomalina* cf. *petita*, которые датируют отложения поздним сеноманом — тураном. Достоверно установленные отложения раннего сеномана в западной и юго-западной частях Австралии отсутствуют.

В туронских слоях северной части бассейна Карнарвон встречен разнообразный комплекс планктонных фораминифер, включающий *Praeglobotruncana stefani*, *P. hagni*, *P. cf. imbricata*, *P. helvetica*, *Hedbergella paradubia*, *H. hoelzli* [Belford, Scheibnerova, 1971]. По мнению этих авторов, ассоциация фораминифер несет черты тепловодной тетической фауны, что заставляет их предполагать существование в туронское время мелководного, хорошо прогреваемого эпиконтинентального бассейна, находившегося под влиянием теплого течения.

После накопления сеноман-туронских отложений в бассейнах Карнарвон и Перт началась регрессия, и морское осадконакопление возобновилось только в сантонское время.

которому отвечает толща светло-зеленых и светло-серых кальцилитов Тулонга мощностью до 300 м с прослоями писчего мела и калькаренигов. Наряду с остатками макрофауны отложения содержат разнообразный комплекс планктонных и бентосных фораминифер: *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti tricarinata*, *G. bulloides*, *G. marginata*, *G. ventricosa*, *G. aff. coronata*, *G. globigerinoides*, *G. cretacea*, *Globigerinelloides asperus*, *Cibicides excavata*, *Anomalina cf. rubiginosa*, *Valvulineria allomorphinoides*, *Eouvingerina aculeata*, *Pullenia reussi*, *Neoflabellina deltoidea*, *N. praerugosa*, *Stensioina sp.*, *Bulimina reussi*, *B. parva* и многочисленные лагениды.

В кровле толщи кальцилитов Тулонга происходит отчетливая смена фораминифер. В дополнение к сантонским видам здесь появляются *Globotruncana cf. arca*, *Spiroplectammina grzybowskii*, *Palmula cf. pilulata*, *Bolivinoidea strigillata strigillata*, *Globorotalites conicus* и исчезают крупные агглютинированные формы, характерные для нижележащих слоев. Эта ассоциация свидетельствует о раннекампанском возрасте осадков.

Выше согласно залегают белые и желтые рыхлые калькарениги и прочные ракушечные калькарениги, состоящие из обломков и целых раковин иноцерамов, аммонитов и фораминифер (калькарениги Короджон). Ассоциация фораминифер включает как планктонные виды — *Globotruncana arca*, *G. lapparenti lapparenti*, *G. cf. lapparenti tricarinata*, *G. paraventricosa*, *G. marginata*, *G. globigerinoides*, *G. fornicata*, так и разнообразные бентосные виды — *Spiroplectammina grzybowskii*, *Gaudryina laevigata*, *G. rugosa*, *Marssonella oxycopa*, *Verneuillina parri*, *Bolivinoidea decorata australis*, *Fronicularia archiaciana*, *F. goldfussi*, *F. teuria*, *F. inversa*, *Neoflabellina praereticulata*, *Stensioina pommerana*, *Cibicides veltziana*, *Bolivinoidea incrassata*. Эти формы позволяют определять основную часть толщи кампаном, а самые верхние горизонты — ранним маастрихтом [Belford, 1958].

Разрез верхнемеловых отложений в бассейне Карнарвон венчается пачкой рыхлых калькаренигов и зеленовато-серых мергелей (пачка Мириа) мощностью 0,5—2,5 м, несогласно залегающих на калькаренигах Короджон. Отложения характеризуются разнообразными аммонитами, гастроподами, двустворками, кораллами и фораминиферами. Последние, кроме видов, встречающихся и в подстилающих кампанских отложениях, содержат *Globotruncana stuarti*, *G. citae*, *G. contusa*, *G. lugeoni*, *G. elevata elevata*, *G. planata*, *Pseudotextularia varians*, *Bolivinoidea draco draco*, *B. decorata gigantea*, *Neoflabellina reticulata* и дают возможность датировать мергели Мириа маастрихтом [Belford, 1958; McWhae et al., 1958].

В бассейне Перт разрез верхнемеловых отложений в своей нижней части сложен песчаниками, часто косослоистыми (песчаники Дандарган и Моулкэп), мощностью от 10 до 35 м, с фрагментами костей ихтиозавров и плезиозавров, редкими белемнитами и двустворками. Органические остатки позволяют лишь условно отнести эти отложения к верхнему мелу. Позднемеловой, возможно коньякский, и более древний возраст песчаников подтверждается находками в согласно залегающей выше толще писчего мела Джинджин ассоциации разнообразных фораминифер сантонского возраста, аналогичной по составу микрофауны из одновозрастных отложений (кальцилиты Тулонга) бассейна Карнарвон. Толща Джинджин имеет максимальную мощность 20 м и согласно перекрыта зелеными глауконитовыми песчаниками, лишенными органических остатков (пачка Пойзон-Хилл), мощностью около 30 м. Эта толща имеет, вероятно, кампанский возраст и венчает разрез верхнего мела в бассейне Перт, отражая регрессивную фазу его развития.

НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

Меловые отложения в Новой Зеландии имеют ограниченное распространение и развиты главным образом в пределах о-ва Северный, который расположен в субтропической зоне. Они представлены пересланяющими аргиллитами и песчаниками с прослоями брекчий и характеризуются комплексом разнообразных бентосных и планктонных фораминифер, который имеет отчетливый тропический облик [Webb, 1971; Hornibrook, 1958].

На о-ве Южный наблюдаются лишь отдельные изолированные выходы меловых отложений вдоль восточного побережья острова и в его северо-западной части. Большая часть меловых отложений эродирована. Они повсеместно залегают на более древних образованиях с угловым несогласием.

В юго-восточной части острова осадки мела изучены в районе Данидина [Webb, 1971]. В основании разреза на среднеюрских отложениях с угловым несогласием залегают терригенная толща серых и красных брекчий с прослоями песчаников и углей, общая мощность около 900 м (формация Хенли). Содержащаяся в относительно тонкозернистых прослоях листовая флора покрытосеменных свидетельствует лишь об альбском — позднемеловом возрасте отложений.

Формация Хенли перекрыта толщей конгломератов и кварцевых песчаников с прослоями углей, слагающих формацию Тарату мощностью до 750 м и лишенных органических остатков.

Венчают разрез мела отложения формации Брайтон. Они имеют морское происхождение и представлены переслаиванием песчаников (часто глауконитовых) и алевролитов с прослоями ракушечных известняков с фауной белемнитов (*Dimitobelus* sp.) и аммонитов (*Diplomoceras* sp., *Kossmaticeras* sp.) маастрихтского возраста. Эти отложения содержат обедненный комплекс агглютинированных бентосных фораминифер — *Hypertammina elongata*, *Tolipammina vagans*, *Cyclammina* cf. *elegans*, *Reophax constrictus*, *Ammoniaculites coprolithiformis*, *A. fragmentarius*, *Lituotuba lata*, *Trochammina globigeriniformis*, *Gaudryina healyi*, *Karrieriella aegra*, который свидетельствует об осадконакоплении в прибрежных условиях.

Маастрихтские отложения, обнажающиеся в многочисленных небольших выходах в северо-восточной части о-ва Южный, также представлены грубообломочными фациями. Бентосные фораминиферы разнообразны и включают как агглютинированные виды — *Rhabdammina annulata*, *R. linearis*, *Ammodiscus cretaceus*, *Rzehakina epigona*, *Haplophragmoides suborbicularis*, *Bolivinaopsis spectabilis*, *Gaudryina healyi*, *Dorothia elongata*, *Marssonella oxycona*, *Karrieriella convexa*, так и секреторные — *Nodosaria aspera*, *Neoflabellina reticulata*, *Globulina lacrima*, *Fronicularia mucronata*, *Bolivina incrassata*, *Valvulineria teuriensis*, *Nuttallides cretatuempyi*, *Ellipsoidina ellipsoides*, *Nodosarella gracillima*, *Allomorphina cretacea*, *Pullenia jarvisi*, *P. coryelli*, *Osangularia navarroana*, *Quadriformina allomorphinoides*, *Gavelinella stephensoni*, *G. beccariiiformis*. Планктонные фораминиферы обедненные: *Hedbergella monmouthensis*, *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides messinae*, *Rugoglobigerina rugosa*, *R. cf. macrocephala*, *Globotrucana circumnodifer*, *Abathomphalus mayaroensis*, *A. intermedia*.

АНТАРКТИДА

Морские отложения юрского и мелового возраста в пределах Антарктического материка имеют ограниченное распространение. Выходы этих слоев на дневную поверхность отмечены на северной оконечности Антарктического полуострова, на прилегающих к нему с востока островах Джемса Росса, Сноу-Хилл, Сеймур, Кокбарн и Робертсона и на о-ве Земля Александра I в восточной части моря Беллинсгаузена.

На восточном побережье о-ва Земля Александра I обнажается верхнеюрская — нижнемеловая (титон — апт) толща конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью около 3000 м, содержащих богатую бентосную и нектонную макрофауну [Taylor, 1972; Thompson, 1972]. Образование этих отложений происходило в прибрежных условиях. В западном направлении они фациально замещаются вначале песчаниками и аргиллитами, накапливавшимися в условиях шельфа, а затем относительно глубоководными песчаниками и тонкослоистыми черными аргиллитами, возникшими за счет турбидитных потоков [Dalziel, Elliot, 1973]. В нижнемеловой части разреза мелководные отложения содержат большое количество разного размера карбонатных конкреций и характеризуются фауной аммонитов, двустворок и гастропод. Раковины часто пиритизированы; пирит присутствует также в дисперсном состоянии. Некоторые конкреции отмечены высоким содержанием органического углерода и содержат радиолярии, призмы иноцерамов и раковины бентосных фораминифер (нодозариид). По мнению Р. Хорна [Horne, 1969],

условия их накопления по крайней мере в течение позднего апта были слабо анаэробными.

Р. Томпсон [Thompson, 1972], изучавший аммониты из этих отложений, выделил пять разновозрастных комплексов: позднеоксфордско-раннекемериджский, познетитонско-берриасский, позднеэокомский, раннеаптский и позднеаптский.

В разрезе аптских отложений в районе мыса Фоссил-Блафф отмечено пять маркирующих горизонтов с обильной фауной морских ежей [Taylor, 1972].

Верхнеюрские — нижнемеловые морские отложения обнажены также на западном побережье о-ва Ливингстон, входящего в группу Южных Шетландских островов. Их разрез сложен темно-серыми до черных глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками, гравелитами, конгломератами и потоками андезитовых лав [Valenzuela, Herve, 1972]. В прослоях глинистых сланцев и песчаников встречена довольно разнообразная фауна аммонитов и белемнитов познетитонско-барремского возраста, сходная с разновозрастным комплексом из Южной Патагонии [Tavera, 1972]. В восточном направлении эти отложения фациально замещаются толщей лав андезитового и риолитового состава и конгломератов, песчаников и глинистых сланцев континентального происхождения. Их растительные остатки по сходству с флористическим комплексом из формации Бакеро (Аргентина) датированы барремом [Valenzuela, Herve, 1972].

Нерасчлененные меловые отложения формации Легупил обнажаются на западном побережье о-ва Тринити (в районе Научной станции Хенераль-Бернардо-О'Хиггинс) вблизи северного окончания Антарктического полуострова. Здесь развита толща чередования аргиллитов, кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, гравелитов, конгломератов и алевролитов общей мощностью около 4000 м. Соотношение с ниже- и вышележащими слоями неизвестно. Отложения содержат бедную и плохой сохранности фауну двустворчатых моллюсков и неопределимые остатки растений со следами транспортировки [Howarth, 1966].

Наиболее полный разрез верхнемеловых отложений наблюдается в северо-восточной части Антарктического полуострова (на о-ве Джемса Росса). Здесь они представлены в нижней части конгломератами и песчаниками с подчиненными пластами алевролитов и глинистых сланцев, а выше — переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами, которые постепенно становятся преобладающими [Dalziel, Elliot, 1973]. В средней и верхней частях разреза встречены аммониты, которые датируют отложения ранним — средним кампаном [Spath, 1953]. Самые верхние слои разреза, по-видимому, имеют позднекампанский возраст [Howarth, 1966].

Верхнемеловые отложения о-ва Джемса Росса характеризуются комплексом бентосных фораминифер, состоящим из 15 видов. Наиболее часто встречаются *Ammolagena clavata*, *Pullenia coryelli*, *P. cretacea*, *Trochammina globigeriniformis*, *Ammoliscus cretaceus*, *Pseudoclavulina clavata*, *Glomospira corona*, *Naplophragmoides graber*. Обнаружены также редкие раковины планктонных фораминифер — *Heterohelix globulosa* и *Globotruncana contusa*? (плохой сохранности). Этот комплекс свидетельствует о накоплении осадков на глубинах 500—700 м [Macfadyen, 1966]. Последующее изучение раковин фораминифер, определенных как *Globotruncana contusa*?, показало, что они, скорее всего, принадлежат к представителям бентосных родов *Dorothyia* или *Marssonella* с агглютинированной раковиной [Webb, 1972].

Слон, соответствующие этой части разреза верхнемеловых отложений, выходят на дневную поверхность на соседних островах Сноу-Хилл, Сеймур, Кокбарн и Робертсона, где к ним относятся несцементированные пески и гравий с прослоями песчаных глин и глин с многочисленными конкрециями глауконитового песчаника, сцементированного карбонатным материалом.

Кампанские отложения с несогласием залегают на нижнемеловых слоях и несогласно перекрыты осадками нижнего миоцена на островах Сеймур и Кокбарн и плиюна на о-ве Джемса Росса [Dalziel, Elliot, 1973].

Фораминиферы позднемелового возраста отмечаются также в обломках пород среди ледниковых отложений четвертичного периода в районе Тейлор-Велли, Земля Виктории (Восточная Антарктида). Хотя коренные выходы здесь не обнаружены, наличие в море обломков осадочных пород с фораминиферами позволяет предполагать развитие в

этом районе морских меловых слоев, скрытых в настоящее время подо льдом. Ассоциация фораминифер включает планктонные виды из группы *Globotruncana cf. circumnodifer*, *G. cf. contusa?*, *Heterohelix sp.?*, *Hedbergella sp.?*, *Rugoglobigerina sp.*, *Abathomphalus cf. intermedia*, *A. mayaroensis* и бентосные формы *Gyroidinoides cf. globosa*, *Gaudryina aff. healyi*, *Alabamina sp.*, *Anomalinoides sp.*, *Nonionella sp.*, *Lagena sp.* и, скорее всего, свидетельствует о маастрихтском возрасте пород [Webb, Neall, 1972]. Присутствие в комплексе представителей *Globotruncana*, *Abathomphalus*, *Rugoglobigerina*, которые широко распространены в верхнемеловых отложениях более низкоширотных районов, является показателем умеренно теплого климата, существовавшего у берегов Восточной Антарктиды в позднемеловое время.

Анализ литературных источников по стратиграфии юры и мела Антарктиды показывает, что некоторые районы развития осадков этого возраста изучены достаточно хорошо в геологическом плане. Однако палеонтологическая изученность явно недостаточная. Между тем наличие различных групп органического мира в морских отложениях верхней юры и мела вполне допускает более детальное стратиграфическое расчленение осадков этого возраста. Эти исследования были бы крайне важны и с точки зрения палеоклиматических и палеотектонических реконструкций. Микропалеонтологические и палинологические наблюдения в ходе этих исследований, вероятно, сыграли бы весьма важную роль.

Прекрасной иллюстрацией сказанному является последняя работа о верхнемеловых отложениях, слагающих формацию Лопес-де-Бертодано мощностью 1460 м, на о-ве Сеймур (северо-восток Антарктического полуострова) [Macellari, Huber, 1982]. Породы представлены монотонными серыми рыхлыми песчанистыми алевролитами с редкими прослоями прочных известковистых мелкозернистых песчаников. По всему разрезу встречаются округлые, неправильной формы конкреции, которые иногда слагают отдельные горизонты. Отложения характеризуются обильной и хорошей сохранности фауной аммонитов, двустворок, гастропод и иглокожих; встречены также обломки древесины. В большом количестве присутствуют бентосные и планктонные фораминиферы, известковый наннопланктон и диатомеи.

Фораминиферы из отложений формации Лопес-де-Бертодано изучены Б. Хубером [Macellari, Huber, 1982]. Их ассоциация насчитывает свыше 110 видов и состоит преимущественно из бентосных видов. Планктонные фораминиферы включают 11 видов. Наиболее часто встречаются *Hedbergella holmdelensis* и *Globigerinelloides multispinatus*. Они сопровождаются менее частыми *Globotruncanella monmouthensis*, *G. havanensis*, *Rugoglobigerina rugosa*, *R. rotundata*, *R. macrocephala*, *Heterohelix striata*, *H. glabrans*, *H. reussi*, *Guembellitria cretacea*. Этот комплекс датирует отложения поздним кампаном — маастрихтом и обладает значительным сходством с микрофауной из одновозрастных отложений Фолклендского плато.

Бентосные фораминиферы представлены как агглютинированными (*Rhabdammina*, *Bathysiphon*, *Hyperammina*, *Psammosphaera*, *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Cyclammina*, *Trochammina*, *Cribristomoides*, *Spiroplectammina*, *Ammobaculites*), так и секретионными формами (*Praeulimina*, *Pyramidina*, *Neobulimina*, *Buliminella*, *Bolivina*, *Euovigerina*, *Anomalinoides*). Среди последних особенно многочисленны виды семейств *Caucasinidae*, *Nonionidae*, *Alabaminidae*, *Osangulariidae*, *Anomalinidae*. Судя по предварительным определениям Б. Хубера, эта ассоциация имеет много общих видов с фауной бентосных фораминифер из верхнемеловых отложений Фолклендского плато и характеризует батинальные глубины.

Среди известкового наннопланктона доминирует вид *Braarudosphaera bigelowi*. Он сопровождается *Microhabdus decoratus*, *Cribrospharella ehrenbergi*, *Eiffellithus turrisseiffeli*, *Praediscosphaera cretacea*, *Kamptnerius magnificus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera turbinata*, *Nephrolithus frequens*, *N. corystus*. Эта ассоциация также датирует отложения формации Лопес-де-Бертодано поздним кампаном — маастрихтом и позволяет выделить в ее составе интервалы: верхнекампанский — среднемаастрихтский с *Nephrolithus corystus*, среднемаастрихтский с *N. corystus* и *N. frequens*, позднемаастрихтский с *N. frequens* и *Braarudosphaera turbinata*.

Верхняя часть формации содержит разнообразные диатомеи, но среди них преобладают виды с широким стратиграфическим распространением (мел — палеоген). Отсутст-

вие в этом комплексе диатомей рода *Gladis* и силикофлагеллят *Lyramula furcula*, *Valacerta hortonii* и *V. tumidula*, типичных для верхнемеловых отложений высоких широт южного полушария, дало основание предположить, что верхняя часть формации Лопес-де-Бертодано имеет уже палеогеновый возраст.

Планктонные фораминиферы верхнего кампана — маастрихта о-ва Сеймур характеризуют современный 60° ю. ш. Трудно сказать, какую палеошироту занимал район о-ва Сеймур в позднемеловое время. Во всяком случае, он находился значительно южнее Фолклендского плато. Вполне понятно, что австралийский комплекс планктонных фораминифер о-ва Сеймур носит еще более холодноводный облик, нежели синхроничная микрофауна Фолклендского плато. Основу ассоциации составляют лишь два вида (*Hedbergella holmdelensis*, *Globigerinelloides multispinatus*), а все остальные виды *Rugoglobigerina*, *Globotruncanella*, *Hedbergella*, *Heterohelix* и *Gümbelitra* редки. Очевидно, комплекс планктонных фораминифер о-ва Сеймур — самый высокоширотный в меловых отложениях южного полушария.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ МЕЛА ЮЖНОГО ОКЕАНА И КОРРЕЛЯЦИЯ С ТЕПЛОВОДНОЙ ОБЛАСТЬЮ

Обзор стратиграфии отложений позднего мезозоя Южного океана, к сожалению, убеждает, что лишь разрезы Фолклендского плато предоставляют достаточно полную информацию об осадках этого возраста. Для остальной огромной акватории Южного океана сведения о мезозое практически отсутствуют (за исключением плато Кергелен). Микрофауна из наземных разрезов в Антарктиде плохо изучена. Конечно, сразу же обращает на себя внимание сходство меловой микрофауны Фолклендского плато, юго-восточного сектора Индийского океана, континента Австралия и Новой Зеландии. Но эти данные нельзя использовать непосредственно для характеристики меловых отложений высоких широт южного полушария, их можно лишь интерпретировать с той или иной степенью вероятности. Но и на Фолклендском плато осадки верхней юры и неокома — апта содержат столь скудные микроорганизмы, что хорошо фаунистически обоснованный сводный разрез мезозоя возможен лишь для отложений альба и верхнего мела.

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ОКЕАНА

В целях создания сводного разреза и получения его микропалеонтологической характеристики просуммируем данные по скв. 327, 330 и 511, пробуренным на Фолклендском плато (см. рис. 7). Как уже указывалось выше, они находятся в западной части банки Мориса Юинга на небольшом удалении одна от другой. Хотя стратиграфическое расчленение меловых осадков в скв. 327 и 330 выполнено У. Слайтером [Sliter, 1977b] весьма тщательно, нами были получены образцы осадков из этих скважин и изучены комплексы планктонных фораминифер. Это обстоятельство делает корреляцию более надежной. Следует отметить, что обедненные ассоциации планктонных фораминифер подчас затрудняют точное определение возраста осадков, но сами эти комплексы весьма характерны и обеспечивают прямую корреляцию.

Во всех трех скважинах нижний мел начинается толщей черных глин с очень скудной фауной планктонных фораминифер. В скв. 511 возраст осадков определяется нами как баррем — апт; в скв. 327 и 330, согласно У. Слайтеру [Sliter, 1977b], — как неом — апт. Можно предполагать, что эта толща повсеместно со скрытым несогласием и перерывом залегает на аналогичных породах верхней юры.

Отложения нижнего — среднего альба в скв. 327 и 330, по У. Слайтеру [Sliter, 1977b], содержат почти все виды планктонных фораминифер, развитых в альбских осадках скв. 511. Исключение составляет *Ticinella roberti*. Очевидно, в скв. 327 и 330 отложения,

синхронные базальным слоям альбского яруса с *T. roberti* в скв. 511. были пропущены в связи с прерывистым отбором керн. Это стратиграфическое подразделение скв. 511, 330 и 327 хорошо коррелируется. В скв. 327 и 330 альб заканчивается слоями с редкими *Praeglobotruncana delrioensis* и *Schackoina senomana*; мы согласны с мнением У. Слайтера [Sliter, 1977b], относившего эти осадки к верхнему альбу. В скв. 511 они, несомненно, отсутствуют, будучи уничтожены последующей эрозией. Напомним, что в самом верхнем образце из альбской толщи скв. 511 были установлены очень редкие экземпляры *Ticinella gaupaudi*, что может свидетельствовать о переходе к верхнему альбу. В скв. 327 видимая мощность альбских отложений 142,5 м, т. е. почти в 2 раза превышает истинную мощность альба в скв. 511. Подобное сокращение мощности в скв. 511 не может быть связано с последующей эрозией, ибо видимая мощность верхнего альба в скв. 327 всего 9,5 м. Таким образом, мы должны допускать, что скорость накопления альбских осадков в скв. 327 почти в 2 раза превышала таковую в скв. 511.

В скв. 327 выше верхнего альба следует интервал (около 20 м), пройденный без отбора керн. Вышележащие осадки содержат *Rotalipora* sp., *Schackoina senomana*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. portsdownensis*, *H. amabilis*, *H. infracretacea*, *H. globigerinellinoides* (мощность около 2 м). У. Слайтер [Sliter, 1977b] обнаружил здесь *Rotalipora reicheli*. Осадки относятся, очевидно, к средней части сеномана. Эту оговорку мы делаем потому, что микрофауна отличается плохой сохранностью, и в нашем материале мы нашли только обломки *Rotalipora*. Отложения сеномана с довольно многочисленными *Praeglobotruncana delrioensis* установлены также в скв. 330. Аналогов этой части сеномана в скв. 511 нет, осадки этого возраста здесь эродированы.

В скв. 327 осадки сеномана сменяются цеолитовыми глинами с очень редкими и плохой сохранности планктонными фораминиферами: *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Hedbergella crassa*, *Whiteinella baltica*, *Heterohelix reussi*, *H. globulosa* (мощность 4,5 м). По мнению У. Слайтера [Sliter, 1977b], осадки принадлежат к сантону, т. е. намечается четкое несогласие и перерыв. С нашей точки зрения, эти осадки коррелируются с цеолитовыми глинами и карбонатными илами нерасчлененного коньяка — сантона в скв. 511. В результате можно сделать два вывода: 1) в скв. 327 отсутствуют осадки верхнего сеномана — низов тулона, с *Praeglobotruncana turbinata*, нижнего тулона с *Praeglobotruncana* aff. *ogaviensis* и верхнего тулона с *Globotruncana pseudolinneiana*, представленные в скв. 511; 2) в обеих скважинах в нижней части верхнего мела прослеживается перерыв и период интенсивной эрозии, охватывающий позднесеноманское—тулонское время. Продолжительность этого перерыва в скв. 511 и 327 была, однако, различной.

В скв. 327 выше цеолитовых глин коньяка—сантона (фацция растворения) располагаются наннопланктонные и фораминиферовые илы с богатейшим комплексом планктонных фораминифер: *Rugoglobigerina pilula*, *R. rotundata*, *R. pustulata*, *Hedbergella montmouthensis*, *H. holmdelensis*, *Globigerinelloides impensus*, *Schackoina multispinata*, *Planoglobulina carseyae*, *Heterohelix glabrans*, *H. pulchra*. У. Слайтер [Sliter, 1977b] обнаружил здесь также редкие экземпляры *Globotruncana arca* и *Globotruncanella havanensis* и отнес осадки к позднему кампану — маастрихту. В скв. 511 аналогом этих отложений является пачка карбонатных осадков с идентичным комплексом планктонных фораминифер. В отношении ее'возраста наша точка зрения практически совпадает с мнением У. Слайтера.

Снова намечаются два вывода: 1) в скв. 327 полностью отсутствуют осадки кампана с *Globotruncana arca*, *G. plummerae*, *G. linneiana*, *G. coronata*, сантона с *Globotruncana marginata*, *G. cretacea* и обильными *Archaeoglobigerina bosquensis* и частично — нерасчлененного коньяка — сантона. Мощность этих отложений, отсутствующих в скв. 327, достигает в скв. 511 примерно 180 м; 2) где-то на рубеже кампана и маастрихта в скв. 511 и 327 наблюдается несогласие. Однако интенсивность эрозии и продолжительность перерыва в этих скважинах неодинаковы. В скв. 327 несогласие резкое, эрозия уничтожила мощную толщу осадков сантона и кампана. В скв. 511 несогласие скрытое. Оно проявляется главным образом в резкой смене осадков различного фациального облика: цеолитовые глины кампана, почти лишенные микрофауны, перекрываются

карбонатными нanno-фораминиферовыми илами позднего кампана — раннего маастрихта.

Во всех трех скважинах кайнозой отделен от мела несогласием и перерывом. Однако продолжительность перерыва и интенсивность эрозии в этих трех местах были различны (см. рис. 9). В скв. 327 карбонатные илы верхнего кампана — маастрихта мощностью 57 м перекрыты верхним палеоценом. В скв. 511 на верхнем кампане — маастрихте залегает палеоцен — эоцен, и мощность карбонатных илов уменьшается до 24 м. В скв. 330 верхний эоцен залегает на нижнем сеномане, т. е. практически из разреза выпадает весь верхний мел.

Корреляция меловых отложений скв. 327, 330 и 511 позволяет создать сводный разрез мела для Фолклендского плато:

1) поздний неокм — апт с очень редкими *Hedbergella sigali*, *H. similis*, *H. infracretacea*, *Globigerinelloides ferreolensis*. Стратиграфия этого интервала плохо известна, поскольку микрофауна очень скудная;

2) альб, причем намечается нижний альб с *Ticinella roberti*, *Hedbergella sigali*, *Globigerinelloides gyroidinaeformis*, средний альб с разнообразными *Hedbergella* и верхний альб, где появляются редкие *Praeglobotruncana delrioensis*, *Ticinella gaynaudi* и *Schackoina cenomana*;

3) сеноман, где можно различать нижнюю часть с обычными *Praeglobotruncana delrioensis* и *Schackoina cenomana*, среднюю часть с *Rotalipora reicheli* и верхнюю часть с редкими *Praeglobotruncana turbinata*;

4) тулон, в составе которого различается нижний тулон с *Praeglobotruncana aff. oraviensis* и *Hedbergella bornholmensis* и верхний тулон с *Globotruncana pseudolinneana* и *Globotruncana inornata*;

5) нерасчлененный коньяк — сантон, где появляются *Globotruncana marginata*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Whiteinella baltica*, *Hedbergella crassa*;

6) сантон, где названные виды становятся стандартным элементом микрофауны и появляется *Globotruncana cretacea*;

7) кампан с разнообразными видами *Globotruncana* (*area*, *plummerae*, *linneana*, *coronata*, *cretacea*, *bulloides*, *globigerinoides*), *Schackoina multispinata*, *Globigerinelloides multispinata*;

8) поздний кампан — ранний маастрихт, где комплекс планктонных фораминифер состоит из обильных *Rugoglobigerina pilula*, *R. pustulata*, *R. rotundata*, *Hedbergella holmdelensis*, *H. monmouthensis*, *Globigerinelloides impensus*, *Planoglobulina carseyae*, *Globotruncanella havanensis* и где представители *Globotruncana* практически полностью отсутствуют.

Сводный разрез меловых (и верхнеюрских) отложений на Фолклендском плато демонстрирует следующую шкалу зон по наннопланктону: верхняя юра (зоны *Stephanolithion hexum* и *Vekshinella stradneri*), баррем — апт (комплекс с *Micrantholithus hoschulzi* и *Seribiscutum salebrosum*), альб (зоны *Rhagodiscus angustus* и *Praediscosphaera cretacea*), сеноман (зона *Eiffellithus turriseiffeli*), тулон (зона *Kamptnerius magnificus*), коньяк — сантон (зоны *Thiersteinia ecclesiastica* и *Lithastrinus floralis*), кампан (зона *Marthasterites furcatus*), верхний кампан — нижний маастрихт (зоны *Biscutum coropum* и *Biscutum magnum*). Конечно, в этих зональных подразделениях нужно видеть лишь местные стратиграфические единицы, последовательность которых показывает степень детальности расчленения верхнеюрских и меловых осадков Фолклендского плато.

Планктонные фораминиферы и наннопланктон являются основными группами для подразделения меловых отложений Фолклендского плато, но их стратиграфическая разрешаемость много ниже, чем в тепловодной области. Прочие группы организмов (бентосные фораминиферы, кальцисферулиды, макрофауна) имеют вспомогательное значение (см. рис. 8). Какова же причина относительно низкой стратиграфической разрешаемости известковых микроорганизмов? Рассмотрим ее на примере планктонных фораминифер.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФАУНЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР АВСТРАЛЬНОЙ (УМЕРЕННОЙ) ОБЛАСТИ

Достаточно представительные комплексы планктонных фораминифер Фолклендского плато (скв. 511, 330 и 327) дают исчерпывающую характеристику этой группе микрофауны из меловых (точнее, альбских—верхнемеловых) отложений высоких широт Южной Атлантики. Конечно, они резко отличаются от планктонных фораминифер тропической и субтропической областей, принадлежа к австральской (умеренной) области, хотя нам очень трудно судить об абсолютных значениях температуры поверхностных вод Фолклендского плато в меловое время.

Важнейшей чертой планктонных фораминифер Фолклендского плато является их таксономическая бедность, низкое разнообразие систематического состава. Это проявляется и на родовом и на видовом уровне: многие роды глоботрунканид и хетерохелиид полностью отсутствуют, другие представлены немногочисленными видами. Так, совершенно отсутствуют *Abathomphalus*, *Trinitella*, *Plummerita*, *Rugotruncana*, *Clavhedbergella*, *Planomalina*, *Pseudotextularia*, *Pseudoguembelina*, *Racemiguembelina*, *Gublerina*. Видовое разнообразие других родов планктонных фораминифер ограничено, причем некоторые виды редки по количеству экземпляров. Род *Ticinella*, по сути дела, представлен одним видом (*T. roberti*); два других вида (*T. aff. primula*, *T. raynaudi*) крайне редки. Род *Rotalipora* включает один вид (*R. reicheli*), который встречается редко. Род *Praeglobotruncana* состоит из трех видов: два из них (*P. delrioensis*, *P. aff. oraviensis*) довольно обычны, третий (*P. turbinata*) крайне редок. В составе рода *Globotruncanella* определены два вида (*G. inornata*, *G. havanensis*), они очень редки. Крайне редко встречаются также экземпляры *Planoglobulina carseyae*. К роду *Globotruncana* отнесено девять видов. В количественном отношении на первом месте находится «глобигериноподобная» *G. cretacea*; обычны также *G. marginata* и *G. coronata*. В некоторых образцах нередки *G. bulloides* и *G. globigerinoides*. Редки или единичны *G. pseudolinneiana*, *G. linneiana*, *G. plummerae*, *G. arca*. Все они принадлежат к двукилевым *Globotruncana*, причем среди них доминируют два морфологических типа — «глобигериноподобный» и с уплощенными субпараллельными спиральной и брюшной сторонами. Однокилевые *Globotruncana* полностью отсутствуют.

Какие же таксоны являются доминантами в составе комплексов планктонных фораминифер? В нижнем мелу господствует род *Hedbergella*, который достаточно разнообразен (*H. infractetacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. sigali*, *H. similis*, *H. gorbachikae*, *H. delrioensis*, *H. trochoidea*, *H. planispira*, *H. amabilis*, *H. aff. simplicissima*, *H. portsdownensis*, *H. sp.*). К ним добавляются очень редкие *Globigerinelloides ferreolensis* и *G. gyroidinaeformis*. В такой же степени представители *Hedbergella* доминируют в сеномане.

Ситуация меняется в туроне, когда совместно с видами *Hedbergella* заметную роль в комплексах планктонных фораминифер играют роды *Globigerinelloides* (*G. asperus*) и *Heterohelix* (*H. reussi*, *H. globulosa*, *H. sp.*). В коньякском и сантонском ярусах структура палеоценоза определяется преобладанием пяти родов: *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Archaeoglobigerina* и отчасти *Whiteinella*. В кампане комплексы планктонных фораминифер в систематическом отношении наиболее разнообразны, но по-прежнему преобладают виды *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*; *Archaeoglobigerina* становится редкой, а *Whiteinella* почти исчезает. Наконец, в верхнем кампане — маастрихте к обильным *Heterohelix* (*H. reussi*, *H. globulosa*, *H. pulchra*, *H. glabrans*, *H. rumseyensis*), *Hedbergella* (*H. holmdelensis*, *H. monmouthensis*), *Globigerinelloides* (*G. impensus*, *G. asperus*, *G. multispinatus*) добавляются не менее многочисленные *Rugoglobigerina* (*R. pilula*, *R. pustulata*, *R. rotundata*).

Таким образом, основным элементом сообществ планктонных фораминифер неизменно являются представители *Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix* (около 40 видов). Представители *Ticinella*, *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Schackoina*, *Planoglobulina* всегда занимают подчиненное положение (около 20 видов).

Как явствует из приведенных выше видовых списков планктонных фораминифер, все

они известны из меловых отложений тропической и субтропической областей. Виды-эндемики в умеренной (австралийной) области практически отсутствуют или же их число сведено к минимуму. К последним могут принадлежать *Globigerinelloides impensus* Sliger и некоторые виды *Hedbergella*, описываемые здесь с открытой номенклатурой. Но эта группа планктонных фораминифер для верхнего мела еще недостаточно хорошо изучена. Необходимо подчеркнуть универсальный характер меловых планктонных фораминифер. Своеобразие австралийной микрофауны Фолклендского плато определяется не наличием эндемичных видов, а отсутствием многих тропических—субтропических видов и иным соотношением видов в комплексах фораминифер. Именно доминируют виды, которые в тропическо-субтропической области занимали подчиненное положение, тогда как сопутствующие им редкие и очень редкие виды определяли лицо микрофауны в тропиках и субтропиках.

Вероятно, Фолклендское плато в меловое время находилось на стыке субтропической и умеренной (австралийной) провинций. По мнению ряда исследователей [Ciesielski et al., 1977; Ciesielski, Wise, 1977], банка Мориса Юинга являлась топографическим барьером, разделявшим две различные водные массы. С северо-запада к банке подходило теплое течение, с юго-запада — холодное течение. Эти два течения конвергировали вдоль Фолклендского плато в восточном направлении. Одним из доказательств подобного предположения являлось резкое уменьшение количества экземпляров *Globotruncana* agsa в юго-западном направлении через банку. Это предположение теперь выглядит вполне правдоподобно. Благодаря бурению в рейсах 36 и 71 наши знания о меловой микрофауне на южном склоне банки Мориса Юинга достаточно обширны. Материал по северному склону ограничен (образцы из глубоководных трубок). Дальнейшие исследования по северному склону Фолклендского плато, надо полагать, внесут окончательную ясность в проблему меловой палеогеографии этого региона.

Поскольку все меловые родовые таксоны и подавляющее большинство видовых таксонов тропическо-субтропического и австралийного поясов Южной Атлантики являются общими, то чрезвычайно интересно сравнить их стратиграфические интервалы в этих двух областях. При этом, конечно, нужно принимать во внимание не только возрастные датировки для мела Фолклендского плато, которые содержат элемент предположительности, но и реальные соотношения различных таксонов.

Распространение таких родов, как *Heterohelix*, *Hedbergella* и *Globigerinelloides* (баррем—маастрихт), а также *Schackoina* (верхний альб—маастрихт), практически одинаково в тропическо-субтропической и австралийной областях. Иная ситуация с *Ticinella*, *Rotalipora* s. l., *Praeglobotruncana*, *Globotruncana*, *Rugoglobigerina*. На Фолклендском плато *Ticinella* преимущественно развита в низах альба, в тропическо-субтропической области ее полный интервал — весь альб. Соответственно *Rotalipora* s. l. встречена в средней части сеномана, полный интервал этого рода — верхний альб — сеноман; *Praeglobotruncana* характеризует верхний альб — нижний турон, ее полный интервал — верхний альб — коньяк; *Globotruncana* установлена в пределах верхнего турона — кампана, полный интервал этого рода — нижний турон — маастрихт; *Rugoglobigerina* обнаружена в позднем кампане — маастрихте, ее полный интервал — сантон — маастрихт. В меловых отложениях Фолклендского плато стратиграфические интервалы родов *Praeglobotruncana* и *Globotruncana*, *Globotruncana* и *Rugoglobigerina* не перекрываются, тогда как в тропическо-субтропической области первые два рода сосуществовали в туроне—коньяке, а два последних встречались совместно на протяжении сантона—маастрихта.

Целый ряд видов планктонных фораминифер из меловых осадков Фолклендского плато и тропическо-субтропической области характеризуется идентичными (или очень сходными) интервалами распространения. К ним относятся *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. portdownensis*, *Schackoina ceno-mana*, *Sch. multispinata*, *Globigerinelloides asperus*, *Globotruncana marginata*, *G. cretacea*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi* и некоторые другие. Однако существует группа видов, интервалы которых в австралийной и тропическо-субтропической областях существенно различны. В тропическо-субтропической области *Globotruncana globigerinoides* встречается в коньяке—кампане, *G. bulloides* — в сантоне-кампане. *G. plummerae* — в кам-

пане — нижнем маастрихте, *G. linneiana* и *G. arca* — в кампане и маастрихте. На Фолклендском плато они характеризуют только осадки кампанского яруса, встречаясь совместно. Такие виды, как *Rugoglobigerina rotundata*, *R. pustulata*, *Hedbergella montmouthensis*, *H. holmdelensis*, типичны для кампан-маастрихтских осадков низких широт; на Фолклендском плато они свойственны осадкам только позднего кампана — раннего маастрихта.

Таким образом, моменты появления и исчезновения некоторых родовых и видовых таксонов в австралийной и тропическо-субтропической областях совпадают. Эти таксоны являются главным компонентом сообществ меловых планктонных фораминифер Фолклендского плато. Очевидно, они обладают толерантностью к условиям обитания. К сожалению, эти таксоны отличаются широкими стратиграфическими интервалами, т. е. определяют возраст в широких пределах. Вторая группа родовых и видовых таксонов характеризуется своими полными стратиграфическими диапазонами (бионона) в тропическо-субтропической области, в австралийной же области им свойственны сокращенные стратиграфические интервалы (тайльзона). Эти таксоны, очевидно, в той или иной степени стенотермны и проникали в район Фолклендского плато в периоды потеплений или с тепловодными поверхностными течениями. Однако именно они (представители *Ticinella*, *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana*) обладают, как правило, узкими стратиграфическими интервалами и наиболее важны для меловой стратиграфии.

Если теперь вспомнить, что среди планктонных фораминифер австралийной области отсутствуют многие индекс-виды с узким стратиграфическим диапазоном, типичные для тропическо-субтропической области, то станут ясными те трудности и проблемы, с которыми мы сталкиваемся при стратификации меловых отложений Фолклендского плато. Ни одна из существующих зональных шкал по планктонным фораминиферам, включая наиболее обоснованные шкалы Х. Болли [Bolli, 1966] и Дж. ван-Хинте [van Hinte, 1972], не может быть применена для расчленения меловых осадков Фолклендского плато. Не имеет смысла создавать какую-то новую местную шкалу, ибо объединенные комплексы планктонных фораминифер характеризуются низкой стратиграфической разрешаемостью. Эта группа микрофауны позволяет выделять здесь только ярусы, но с двумя существенными замечаниями. Во-первых, в некоторых случаях приходится говорить о нерасчлененных подразделениях (коньяк — сантон, поздний кампан — ранний маастрихт). Во-вторых, границы между ярусами подчас неопределенны, условны. Достаточно уверенно можно выделять турон с *Praeglobotruncana aff. oraviensis* и *Globotruncana pseudolinneiana*, сантон с обильными *Archaeoglobigerina bosquensis* в сочетании с *Whiteinella baltica* и *Globotruncana marginata*, кампан с *Globotruncana arca*, *G. plummerae*, *G. linneiana*. Но где провести точные границы между туроном и коньяком, сантоном и кампаном, кампаном и маастрихтом? Они условны, ибо одно событие (появление или исчезновение какого-либо вида) не контролируется другими событиями (появлением или исчезновением прочих индекс-видов, которые в австралийной области отсутствуют). Правда, в некоторых случаях удастся все же выделить более дробные единицы (в альбе, сеномане).

Конечно, граница между подотделами мела (нижний и верхний) четкая, так же как и подошва и кровля меловой системы. Однако границы юры и мела, нижнего и верхнего мела, мела и палеогена совпадают с несогласиями и крупными перерывами. Поэтому мы еще не знаем, как бы эти границы устанавливались в австралийной области по палеонтологическим данным в случае непрерывных разрезов.

Изучение меловой стратиграфии австралийной области подводит нас к одной из важнейших стратиграфических проблем: каков статус единиц Международной стратиграфической шкалы, и прежде всего ярусов и зон (глобальный, субглобальный или региональный)? Дальнейшее изучение различных фаунистических групп из мела австралийной области, несомненно, будет способствовать решению этой чрезвычайно важной проблемы.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С МЕЛОВЫМИ ОСАДКАМИ ТЕПЛОВОДНОЙ ОБЛАСТИ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Планктонные фораминиферы из меловых отложений более низких широт Южной Атлантики (Китовый хребет, возвышенность Риу-Гранди, плато Сан-Паулу) резко отличаются от их ассоциаций на Фолклендском плато и принадлежат совсем к другому, субтропическому типу. Для расчленения осадков мела здесь используется обычная зональная шкала [Крашенинников, 1978]. В апте известны зоны *Globigerinelloides maridalensis* — *Globigerinelloides gottisi*, *Leupoldina cabri*, *Globigerinelloides algerianus* и переходная к альбу зона *Ticinella bejaouensis*. В альбе различаются зоны *Ticinella primula*, *Ticinella breggiensis* и *Rotalipora ticinensis*. Осадки верхнего альба и сеномана плохо изучены из-за перерывов в осадконакоплении. Выше выделяются зоны *Praeglobotruncana helvetica* (турон), *Globotruncana renzi* (коньяк), *Globotruncana concavata* и *Globotruncana fornicata* (сантон), *Globotruncana elevata* и *Globotruncana calcarata* (кампан), *Rugotruncana circumnodifer*, *Globotruncana gansseri* и *Abathomphalus mayaroensis* (маастрихт).

Корреляция меловых отложений Фолклендского плато с таковыми Китового хребта, возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу по планктонным фораминиферам не вызывает особых затруднений, но зональная шкала на Фолклендском плато применена уже быть не может в связи с обедненным систематическим составом планктонных фораминифер. Здесь выделяются, как указывалось выше, только ярусные категории (или иногда их отдельные части). Каким же образом разграничиваются австралийский (умеренный) и субтропический климатические пояса в южном полушарии?

Биогеографическое распределение меловых планктонных фораминифер в южном полушарии анализировалось рядом авторов [Scheibnerova, 1971b; Herb, Scheibnerova, 1977; McGowan, 1977; Sliter, 1977b]. У. Слайтер [Sliter, 1977b] выделяет тетическую, переходную и австралийскую провинции, сильно различающиеся таксономическим составом планктонных фораминифер и процентным соотношением таксонов, входящих в палеоценозы. Вышеназванные провинции могут рассматриваться как тропическая, субтропическая и умеренная провинции, хотя абсолютные значения температур поверхностных вод известны в самом общем приближении.

Как и планктонные фораминиферы Фолклендского плато, синхронная микрофауна южной части Чили и Аргентины (Патагонии и Огненной Земли) принадлежит к австралийской провинции [Natland et al., 1974; Malumian, Baez, 1976; Malumian, Masiuk, 1978; Malumian, 1969, 1978]. Комплексы планктонных фораминифер этих районов на континенте Южная Америка состоят из видов *Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, *Whiteinella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*. Плоские и плосковыпуклые двукилевые глоботрунканы (*Globotruncana lapparenti*, *G. cretacea*, *G. marginata*, *G. coronata*) в отложениях турона—кампана встречаются редко. Других данных об австралийском планктоне не имеется, и очень трудно сказать, где же в Южной Атлантике проходит граница между австралийской и субтропической провинциями. Меловые осадки плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди [Premoli Silva, Boersma, 1977], Китового хребта [Todd, 1968; Caron, 1978] и Южной Африки [Sliter, 1977b] характеризуются планктонными фораминиферами субтропической (переходной) провинции. Очевидно, интересующая нас граница находится к югу от оконечности Африки и в южной части Аргентинской котловины. Бурение в этой котловине, в Капской впадине и на банке Агульяс определило бы пограничную зону австралийской и субтропической областей в Южной Атлантике.

Очень сложная картина наблюдается в южной и восточной частях Индийского океана. На Мозамбикском хребте (скв. 249) в отложениях альба — нижнего сеномана доминируют хедбергеллы в сочетании с единичными видами *Rotalipora* и *Ticinella* [Sigal, 1974]. В кампане—маастрихте микрофауна типично субтропическая, тропические элементы отсутствуют или очень редки (группы *Globotruncana stuarti*, *G. gansseri*, *G. contusa*). Это подтверждает, что граница австралийской и субтропической провинций находится к югу от оконечности Африки, хотя альбская микрофауна кажется смещенной в более низкие широты.

Несомненно австралийская микрофауна установлена на хребте Кергелен [Quilty, 1973], где в отложениях верхнего сеномана — нижнего турона доминируют виды *Hedbergella* и *Globigerinelloides*, а виды *Schackoina*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* и *Globotruncana* составляют подчиненный элемент. Поразительная особенность комплексов планктонных фораминифер заключается в том, что, находясь в современных высоких широтах (56° ю. ш.), они содержат больше теплолюбивых форм (*Rotalipora*, *Praeglobotruncana*), нежели планктонная микрофауна Фолклендского плато (51° ю. ш.). Кроме того, меловая микрофауна плато Кергелен выглядит более тепловодной, нежели сеноман-туронские ассоциации фораминифер на плато Натуралистов (34° ю. ш.) [Herb, 1974; Herb, Scheibnerova, 1977; Burckle et al., 1967]. Это заставляет предполагать возникновение комплексов планктонных фораминифер плато Кергелен в более низких широтах австралийской провинции.

Австралийские комплексы планктонных фораминифер развиты на хребте Броукен, плато Натуралистов и на абиссальных равнинах к западу от континента Австралия [Herb, 1974; Krashennnikov, 1974a]. В настоящее время эта акватория Индийского океана расположена в пределах низких широт (20—35° ю. ш.). Альбские комплексы планктонных фораминифер характеризуются низким видовым разнообразием, типичные представители *Ticinella* и ранние *Rotalipora* и *Praeglobotruncana* отсутствуют или единичны, причем микрофауна из северных районов (скв. 260) более тепловодна, чем из южных (скв. 259, 257, 258) [Krashennnikov, 1974a; Herb, Scheibnerova, 1977]. Наиболее яркой чертой верхнемеловых сообществ планктонных фораминифер является обилие «глобигериноподобных» форм (*Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, *Whiteinella*) и хетерохелицид. Двухлинейные плоские глоботрунканы составляют небольшую часть палеоценозов; их видовой состав тот же, что и на Фолклендском плато. Представители групп *Globotruncana concavata*, *G. fornicata*, *G. contusa*, *G. gansseri* и других конических форм, высокоспециализированные хетерохелициды практически отсутствуют. Б. Мак-Гоуран [McGowran, 1974] называл подобные сообщества палеоценозами *Globigerinelloides* — *Hedbergella* — *Heterohelix*.

Меловые отложения юга Новой Зеландии с обедненными комплексами планктонных фораминифер, несомненно, относятся к австралийской провинции [Webb, 1971]. К этой же провинции принадлежат осадки с планктонной микрофауной на юге Австралии (бассейн Юкла, юг Большого Артезианского бассейна) [Scheibnerova, 1971a,b]. Таксономический состав планктонных фораминифер на северо-западе Австралии (бассейн Карнарвон) становится заметно разнообразнее, указывая на принадлежность к субтропической (промежуточной) провинции [Edgell, 1957; Belford, 1960], однако среди них отсутствуют многие тропические верхнемеловые виды [McGowran, 1977]. И только к северу от Австралии — в пределах Австралийского шельфа и на территории Папуа-Новой Гвинеи — ассоциации планктонных фораминифер приобретают тропический (тропический) облик, включая *Globotruncana ventricosa*, *G. contusa*, *G. stuarti*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Rugoglobigerina scotti*, *Racemiguembelina fruticosa*, *Pseudotextularia elegans* [McGowran, 1968, 1977; Owen, 1973].

Таким образом, в Индийском океане австралийские (умеренные) комплексы планктонных фораминифер установлены в достаточно большом количестве регионов. Повсеместно они характеризуются следующими особенностями: 1) при обилии экземпляров планктонные фораминиферы отличаются низким систематическим разнообразием; 2) виды *Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, *Whiteinella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix* резко преобладают над представителями *Ticinella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Schackoina*; 3) многие родовые и видовые таксоны глоботрунканид и хетерохелицид, типичные для тепловодной области, отсутствуют, в результате чего австралийские планктонные фораминиферы обладают низкой стратиграфической разрешаемостью. Граница австралийского и субтропического поясов намечается в области Мозамбикского хребта и у северо-западного окончания Австралии. Однако океанические и континентальные блоки земной коры с австралийской микрофауной оказываются настолько «расташенными» в пространстве, что их современное положение на резко различных широтах трудно объяснить без допущения крупных горизонтальных перемещений. Об этом речь — в разделе о палеогеографических реконструкциях.

Как известно, в результате тщательных исследований Н. В. Беляевой [1962, 1964], М. С. Бараша [1970], С. Д. Болтовского [Bol'tovskoy, 1965], Дж. Брэдшоу [Bradshaw, 1959], Ф. Паркер [Parker, 1962, 1965], А. Бе [Bé, 1959, 1977; Bé, Tolderlund, 1971] и многих других авторов в настоящее время широтная климатическая зональность в распределении современных планктонных фораминифер изучена очень хорошо. Установлена четкая закономерность в их распределении от экватора к полюсам. Ассоциации планктонных фораминифер определенного систематического состава образуют полосы, параллельные географической широте, хотя границы этих полос под влиянием различных экологических факторов могут и отклоняться от строго широтного простиранья.

В каждом полушарии климатические пояса со специфическими комплексами планктонных фораминифер сменяют один другой в одинаковой последовательности: экваториальный, тропический, субтропический, бореальный (или австралийский), арктический (или антарктический), т. е. в расположении фораминиферовых климатических поясов наблюдается биполярность. Но по отношению к географическим широтам зеркальной симметрии поясов не получается (плоскость симметрии — экваториальный фораминиферовый пояс). Южное полушарие более холодное, и здесь фораминиферовые пояса смещены к северу, т. е. к экватору.

В теплых тропических и субтропических водах планктонные фораминиферы чрезвычайно разнообразны, обычно крупных размеров, с более или менее свободным расположением камер, орнаментированные и килеватые. Род *Globorotalia*, широко распространенный в тепловодной области, как бы является их символом. Планктонные фораминиферы, обитающие в холодных водах северного и южного полушарий, отличаются низким видовым разнообразием, компактными раковинами преимущественно небольших размеров, их слабой орнаментацией. В такой же степени символом холодноводных ассоциаций фораминифер является род *Globigerina*.

Сходная закономерность распределения планктонных фораминифер по широтным поясам прослеживается и в меловое время. Многие авторы [Bandy, 1967; Scheibnerova, 1971b; Malumian, 1978; Sliter, 1977b; Herb, Scheibnerova, 1977] уже обратили внимание на сходство между ассоциациями планктонных фораминифер австралийской провинции южного полушария и бореальной провинции северного полушария. Конечно, сравнение затрудняется недостаточной изученностью планктонных фораминифер мела в высоких широтах не только южного, но и северного полушария.

Планктонная микрофауна из меловых отложений северных районов Польши, ГДР, ФРГ, Дании, Южной Швеции и Англии обладает общими особенностями. Они хорошо видны на примере мелового планктона о-ва Борнхольм (Дания) и Южной Швеции [Douglas, Rankin, 1969; Brotzen, 1936], расположенного в пределах 54—55° с. ш. Здесь сенонманские — сантонские осадки характеризуются различными видами *Hedbergella* (*H. infracretacea*, *H. planispira*, *H. portsdownensis*, *H. aff. amabilis*, *H. bornholmensis*), *Globigerinelloides ehrenbergi*, *Whiteinella baltica*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Heterohelix reussi*, *H. pulchra*. Двукилевые плоские или плосковыпуклые глоботрунканы (*Globotruncana pseudolinneiana*, *G. coronata*, *G. cretacea*, *G. marginata*) занимают подчиненное положение. Как видим, низкое таксономическое разнообразие и систематический состав планктонных фораминифер (резкое преобладание «глобигериноподобных» форм) аналогичны тому, что наблюдается на Фолклендском плато. Биполярность в распределении меловых планктонных фораминифер выражена очень отчетливо.

При расширении Атлантического океана континентальные блоки лишь в общем виде сохраняли свое широтное положение. Столь резких изменений палеошироты, как в Индийском или Тихом океане, не происходило. Тем не менее у нас нет достоверных данных для меловых палеоширот Фолклендского плато и области Балтийского моря. На палеогеографических картах А. Смита и Дж. Брайдена [Smith, Briden, 1977], П. Ферстбрука с соавторами [Firstbrook et al., 1980], Э. Бэррона с соавторами [Barro et al., 1981] Фолклендское плато в поздне меловое время находилось в более высоких широтах, чем о-в Борнхольм. Следовательно, палеоклиматические пояса в южном и северном полушариях располагались примерно на одинаковых палеоширотах (т. е. симметрично) или же были несколько смещены к югу (т. е. южное полушарие было теплее север-

ного). Тогда возникает вопрос: когда появились современная асимметрия в расположении поясов и более холодные климатические условия высоких широт южного полушария? Связано ли это с геологическими событиями на рубеже мезозоя и кайнозоя или произошло в более позднее палеоценовое—среднеэоценовое время? Ведь верхнеэоценовые комплексы планктонных фораминифер Фолклендского плато [Krasheninnikov, Basov, 1983a], находящиеся на 51° ю. ш., значительно более холодноводные, нежели синхронные им ассоциации на плато Роколл в Северной Атлантике (55—56° с. ш.) [Krasheninnikov, 1979]. И каковы причины этой климатической инверсии — кардинальные изменения лика Земли (дрейф континентов, оледенение Антарктиды, возникновение Гольфстрима и Циркумантарктического течения и т. д.) или более общие астрономические явления (вариации в орбитальной системе Земля — Солнце)?

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Изучение распределения планктонных и бентосных фораминифер в меловых отложениях южного полушария показывает, что их таксономический состав, продуктивность, сохранность и соотношение в комплексах холодноводных и тепловодных элементов вверх по разрезу не остаются постоянными, а подвержены колебаниям разного порядка. Изменение этих параметров зависит от многих факторов, и в первую очередь от колебаний температуры придонных и поверхностных вод. Последняя может быть связана как с локальными изменениями в системе циркуляции водных масс, так и с глобальными колебаниями климата в результате коренных палеогеографических перестроек. При этом влияние одних факторов часто затушевывается воздействием других, поэтому не всегда можно уверенно определить ведущий фактор в изменении состава фораминифер и соотношения видов внутри комплекса.

Первоначальное соотношение планктонных видов в их ассоциациях, а также процентное содержание планктонных и бентосных видов часто осложняются избирательным растворением их раковин, которое, удаляя из осадка те или иные виды, может приводить к искажению их первичного состава и соотношения тепловодных и холодноводных видов в танатоценозе. Влияние избирательного растворения как элиминирующего фактора достаточно хорошо изучено на примере современных, неогеновых и палеогеновых планктонных фораминифер. Построены эмпирические ряды видов — от легко растворимых к наиболее устойчивым. Гораздо хуже явление избирательного растворения в океанах изучено для меловых фораминифер.

Считается, что наиболее устойчивыми к избирательному растворению являются глоботрунканы, сильно орнаментированные хетерохелициды, ругоглобигерины, а наиболее легко поддаются растворяющему воздействию морской воды хедбергеллиды, гладкие хетерохелициды, роды *Abathomphalus* и *Gueblerina*, некоторые виды глоботрункан (например, *Globotruncana cretacea*) и бескилевые ювенильные формы [Douglas, 1971]. Тем не менее в последние годы появилось множество свидетельств, что в различных районах Мирового океана, в том числе в тропических и субтропических, затронутые растворением комплексы планктонных фораминифер часто состоят преимущественно из представителей родов *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* [Caron, 1975; Sliter, 1977b; Bolli, 1978; Boersma, 1981; Krasheninnikov, Basov, 1983c]. М. Карон [Caron, 1975], изучавшая распределение планктонных фораминифер в верхнемеловых отложениях на возвышенностях Шатского и Хесса в северо-западной части Тихого океана, обнаружила в осадках позднего кампана, подвергшихся сильному растворению, обильные *Hedbergella holmdelensis* вместе с остатками почти полностью растворенных раковин двукилевых глоботрункан. Такое, по ее мнению, выпадение этого вида из ряда устойчивости планктонных фораминифер к растворению, установленного для данного района Р. Дугласом

[Douglas, 1971], можно объяснить особенностями химического состава или морфологией его раковин — толстой стенкой, плотным расположением пор и их небольшими размерами.

Противоречивость информации, касающейся устойчивости различных видов планктонных фораминифер к растворению, создает дополнительные трудности при оценке влияния климатических колебаний на распределение раковин в донных осадках. Необходимы дальнейшие детальные исследования в этом направлении, чтобы создать универсальную модель избирательного растворения меловых видов планктонных фораминифер. Во всяком случае, уже сейчас ясно, что: 1) устойчивость различных видов планктонных фораминифер к растворению обусловлена морфологией раковин, их формой, плотностью упаковки камер в оборотах, толщиной их стенки и степенью орнаментации; 2) химический состав раковин оказывает значительное влияние на повышение или понижение устойчивости видов к растворению; 3) широтная климатическая зональность, проявляющаяся в распределении биоценозов планктонных фораминифер и их танатоценозов на дне океанов на глубинах выше фораминиферового лизоклина, прослеживается также и в распределении их растворенных комплексов ниже этого уровня.

На рис. 13 показана предполагаемая кривая колебания уровня карбонатной компенсации на протяжении альбско-позднемелового времени. Она построена с учетом среднего содержания CaCO_3 в осадке и характера сообществ планктонных и бентосных фораминифер. Низкое стояние уровня карбонатной компенсации отмечается для альба, сантона, средней части кампана и позднего кампана — раннего маастрихта. Высокое положение уровня карбонатной компенсации, когда получает развитие фация растворения с агглютинированными фораминиферами, типично для позднего сеномана, коньяка — нижнего сантона, верхней части кампана. Резкое повышение этого уровня происходит на границе мела и палеогена.

Очевидно, чтобы разграничить влияние глобальных изменений климата на распределение в осадках планктонных фораминифер, а также осложняющего воздействия локальных понижений или повышений температуры поверхностных вод, связанных с особенностями циркуляции в данном районе, и избирательного растворения, необходимо сравнить характер их распространения в разновозрастных отложениях различных регионов одной широтной зоны. Необходимо сравнить также последовательность изменений их состава вверх по разрезу с таковой в других широтных зонах и оценить еще далеко не достаточные данные по изменению изотопного состава кислорода и углерода в раковинах планктонных и бентосных фораминифер и других групп ископаемых организмов.

В области высоких широт климатические колебания должны были более резко, более контрастно отразиться на таксономическом составе комплексов планктонных фораминифер, чем в тропиках и субтропиках. Показателем моментов относительной тепловодности Южной Атлантики могут служить такие особенности микрофауны, как увеличение видового разнообразия планктонных фораминифер, усиление роли родов *Ticinella*, *Rotalipora*, *Globotruncana* в целом, появление их наиболее теплолюбивых представителей (*Globotruncana linneiana*, *G. arca*, *G. plummerae*). Анализ качественного состава планктонных фораминифер и их видового разнообразия, численности планктонных и бентосных фораминифер и степени сохранности раковин (рис. 14) позволил построить кривую относительных температурных колебаний на Фолклендском плато (скв. 511) в течение мелового времени. Эта кривая представляется нам в следующем виде (рис. 15).

Планктонные фораминиферы в скв. 511 впервые появляются в баррем-аптском интервале, где они представлены чрезвычайно бедным комплексом, состоящим из видов *Hedbergella* и *Globigerinelloides*. Можно было бы предполагать существование на Фолклендском плато умеренных климатических условий. Однако низкое видовое разнообразие планктонных фораминифер могло быть связано с неблагоприятными условиями, господствовавшими в этом мелководном бассейне в результате ограниченной циркуляции вод и поступления с близлежащей суши большого количества органического вещества. Вероятно, обедненность их видового состава обусловлена совместным воздей-

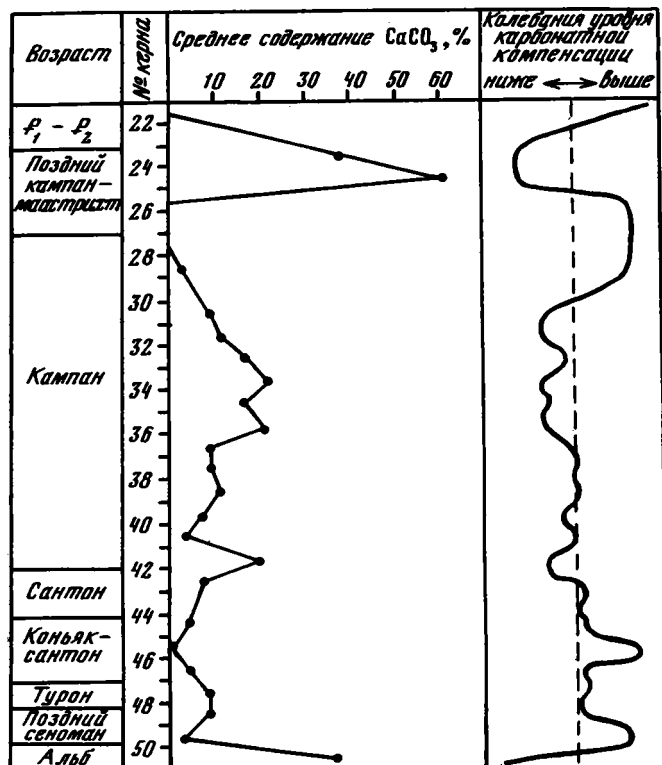


Рис. 13. Кривая колебаний уровня карбонатной компенсации в течение мелового периода по фораминиферам

ствием мелководности бассейна, дефицита растворенного в его водах кислорода и пониженных температур баррем-аптского времени.

Определения палеотемператур по изменению изотопного состава кислорода у представителей различных групп микро- и макрофоссилий, а также карбонатных осадков из меловых отложений Европы [Spaeth et al., 1971] и Тихого океана [Coplen, Schlanger, 1973; Douglas, Savin, 1975] демонстрируют температурный минимум, приходящийся на баррем-аптский интервал. Этот температурный минимум в Европе на границе баррема и апта прерывался потеплением [Spaeth et al., 1971], а в конце апта — начале альба сменился хорошо выраженным на всех имеющихся палеотемпературных кривых температурным максимумом, вершина которого приходится на ранний сеноман (рис. 16).

На Фолклендском плато начало альбского яруса также ознаменовано потеплением, нашедшим отражение в присутствии среди комплекса представителей родов *Hedbergella* и *Globigerinelloides* относительно тепловодных форм *Ticinella roberti* и *T. aff. primula*. В течение большей части альбского времени температура поверхностных вод бассейна была, вероятно, ниже существовавшей здесь в раннеальбское время и бассейн был заселен преимущественно хедбергеллами и в меньшей степени представителями рода *Globigerinelloides*.

Похолодание средней части альбского яруса сменилось в позднем альбе относительным потеплением. Оно продолжалось до начала турона и отмечено в пределах Фолклендского плато развитием относительно богатого и разнообразного комплекса фораминифер, в котором наряду с многочисленными видами *Hedbergella* (общее число видов 11) присутствуют тепловодные виды *Ticinella*, *Praeglobotruncana* и *Schackoia*.

В течение позднего турона — раннего кампана на Фолклендском плато накапливались преимущественно фации растворения с обедненными комплексами планктонных

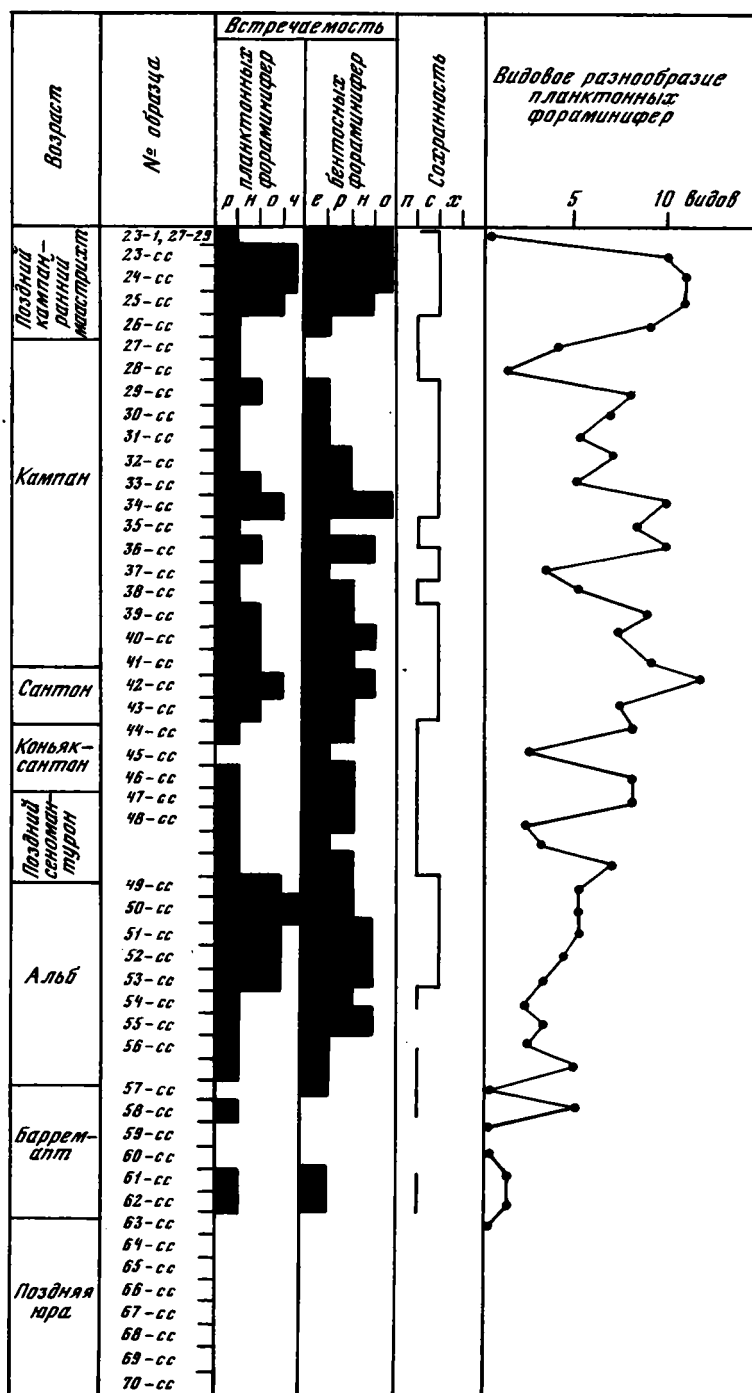


Рис. 14. Характеристика встречаемости и сохранности планктонных и бентосных фораминифер и видового разнообразия планктонных фораминифер в меловых отложениях, вскрытых скв. 511

Встречаемость: ч — часто, о — обычно, н — нередко, р — редко, е — единично. Сохранность: х — хорошая, с — средняя, л — плохая

Возраст	Литология	Мощность, м	Главные признаки фауны планктонных фораминифер	Температурная кривая по планктонным фораминиферам	
				холод	тепло
P_{1-2}		18	Планктонные фораминиферы отсутствуют. Фауны растворения		
$K_2 \text{ ср-т}$		24	Обедненный комплекс хедбергеллы и хетерохелий; глоботрунканы отсутствуют		
$K_2 \text{ ср}$		137	Многочисленные <i>Hedbergella</i> , <i>Globigerinelloides</i> и <i>Heterohelix</i> с редкими глоботрунканами. Фауны растворения		
			Максимальное разнообразие планктонных фораминифер: присутствие термофильных видов <i>Globotruncana</i> , прослой с <i>Hedbergella</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Globigerinelloides</i> и редкими глоботрунканами		
$K_2 \text{ с}$		19			
$K_2 \text{ с-з}$		28,5	Обедненный комплекс видов <i>Hedbergella</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Globigerinelloides</i> , <i>Archaeoglobigerina</i> с редкими глоботрунканами. Фауны растворения		
$K_2 \text{ з}$		10			
$K_2 \text{ с}_2$		16	Относительно богатый комплекс с редкими <i>Praeglobotruncana</i> и <i>Ticinnella</i>		
$K_1 \text{ ал}$		76	Обедненный комплекс видов <i>Hedbergella</i> и <i>Globigerinelloides</i>		
			Комплекс, аналогичный выше лежащему, с редкими, иногда частыми <i>Ticinnella roberti</i>		
$K_1 \text{ п-а}$		48	Единичные представители родов <i>Hedbergella</i> и <i>Globigerinelloides</i>		
γ_3			Планктонные фораминиферы отсутствуют. Фауны растворения		

Рис. 15. Реконструкция климатических колебаний в районе Фолклендского плато в меловое время по планктонным фораминиферам

Условные обозначения см. на рис. 7

фораминифер, включающих холодноводные виды *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Archaeoglobigerina*, *Whiteinella*. Как правило, эти виды имеют невысокую численность, многие раковины корродированы растворением и представлены фрагментами. Глоботрунканиды включают редкие *Praeglobotruncana aff. oraviensis*, *Globotruncana marginata*, *G. pseudolinneiana*, вероятно наиболее устойчивые к растворению и понижению температуры вод.

Накопление фаций растворения с обедненными комплексами планктонных фораминифер на Фолклендском плато следует связывать с понижением температуры поверхностных вод. Обеднение их состава могло иметь место и в случае проникновения сюда придонных вод, обладавших повышенной агрессивностью по отношению к карбонату кальция и растворявших раковины некоторых видов. Однако отсутствие или редкость двукилевых глоботрункан свидетельствует скорее в пользу первого предположения.

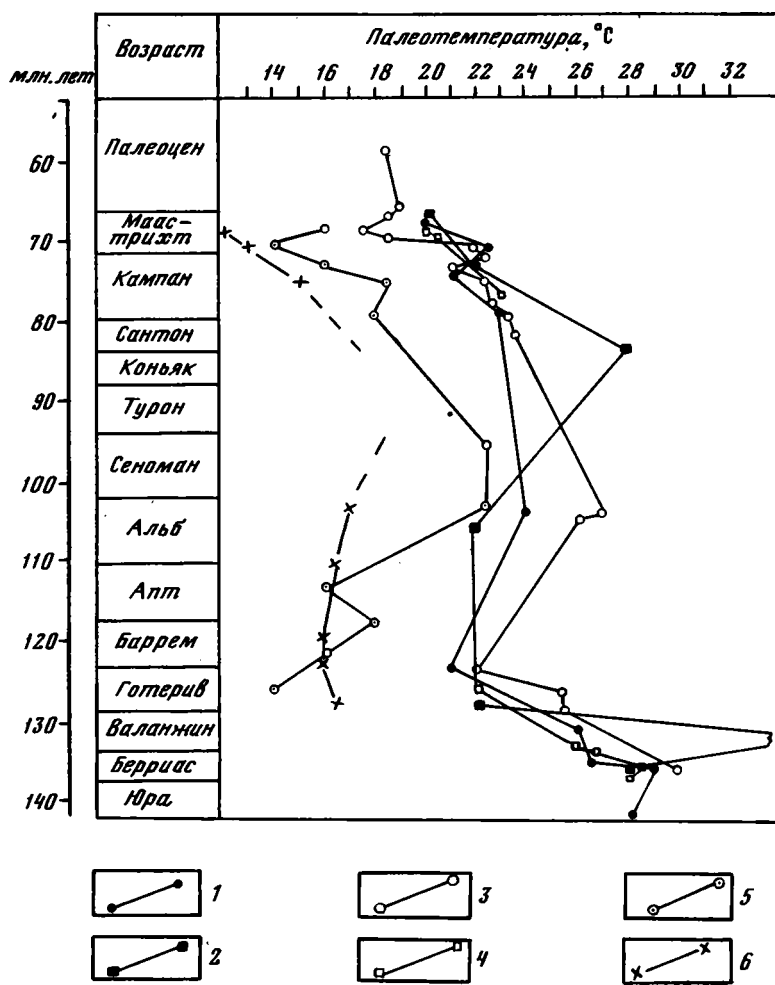


Рис. 16. Палеотемпературные кривые позднюрского—мелового времени, определенные по изотопному составу кислорода карбонатных раковин различных организмов и осадков
 1 — центральная часть Тихого океана, осадки [Douglas, Savin, 1973]; 2—5 — северная часть Тихого океана: 2 — осадки [Coplen, Schlanger, 1973], 3 — наннопланктон [Douglas, Savin, 1975], 4 — осадки [Douglas, Savin, 1975], 5 — бентосные фораминиферы [Douglas, Savin, 1975]; 6 — Северо-Западная Европа, белемниты [Sphaeth et al., 1971]

Абсолютная шкала по Дж. ван-Хинте [van Hinte, 1976]

К сожалению, проверить это предположение данными изотопного анализа очень трудно, поскольку там, где такие исследования проводились [Sphaeth et al., 1971; Coplen, Schlanger, 1973; Douglas, Savin, 1975], в данном стратиграфическом интервале (сеноман—коньяк) отсутствовали подходящие для анализа ископаемые организмы. Возможно, само их отсутствие во многих районах может служить показателем холодно-водности условий в течение этого периода и уменьшения продуктивности карбонатных организмов за пределами тропической зоны. Вследствие этого увеличивалась растворимость карбоната кальция и повышался уровень карбонатной компенсации. Полученные Г. Стивенсом и П. Клейтоном [Stevens, Clayton, 1971] на основании изучения изотопного состава белемнитов Новой Зеландии низкие палеотемпературы для всего сеноман-коньякского времени, очевидно, отражают похолодание. Но эти цифры могли быть обусловлены и более южным положением Новой Зеландии и определяют термальный градиент порядка 10°C между Австралийной и Тетической биогеографическими провинциями, существовавшими в то время [Douglas, Slifer, 1966].

Это длительное (около 10 млн. лет) похолодание на Фолклендском плато прерывалось слабым потеплением, которое охватило часть сантонского века и сопровождалось наряду с широким развитием относительно холодноводных видов (*Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Globigerinelloides asperus*, *Hedbergella holzli*, *H. crassa*, *Archaeoglobigerina bosquensis*) проникновением сюда более термофильных видов *Globotruncana* (*G. cretacea*, *G. linneiana*, *G. marginata*, *G. bulloides*).

Сантонское потепление, вероятно, имеет глобальный характер и установлено палеотемпературными исследованиями в Новой Зеландии [Stevens, Clayton, 1971] и в северной части Тихого океана [Coplen, Schlanger, 1973], хотя здесь температурные максимумы смещены к границе коньякского и сантонского ярусов. К этому же временному интервалу приурочено значительное эвстатическое падение уровня океана [Vail et al., 1978].

Относительно тепловодные условия существовали в сантоне, вероятно, и в южной части Индийского океана. На севере плато Натуралистов (скв. 258) в отложениях сантонского возраста отмечено максимальное видовое разнообразие планктонных фораминифер и увеличение числа двукилевых глоботрункан, хотя среди последних и отсутствуют типичные тепловодные формы [Davies, Luyendyk et al., 1974].

Проникновение тепловодных видов планктонных фораминифер в пределы Фолклендского плато в сантоне было самым крупным в течение позднеэоценового—раннекампанского времени, но не единственным. Кратковременное повышение температуры поверхностных вод, отмеченное присутствием двукилевых глоботрункан, наблюдается также в самом раннем кампане.

Среднекампанское время на Фолклендском плато характеризуется самыми высокими в течение всего позднего мела температурами поверхностных вод. Это время максимального расцвета фауны планктонных фораминифер в районе исследований. Их комплекс включает около 20 видов, в нем вместе с представителями *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Archaeoglobigerina* присутствуют разнообразные термофильные двукилевые глоботрунканы: *Globotruncana marginata*, *G. cretacea*, *G. linneiana*, *G. arca*, *G. bulloides*, *G. globigerinoides*, *G. coronata*, *G. plummerae*. Они иногда дают заметные концентрации в осадках.

Данные изотопного анализа для среднего кампана разных районов в значительной мере противоречивы. Палеотемпературные кривые, построенные по изменению изотопного состава кислорода в карбонатных осадках северной части Тихого океана [Coplen, Schlanger, 1973] и в рострах белемнитов из меловых отложений Новой Зеландии [Stevens, Clayton, 1971], демонстрируют постепенное похолодание, начавшееся в середине сантона. Такие же кривые, полученные для Европы и северной части Тихого океана соответственно по белемнитам [Spaeth et al., 1971] и наннопланктону [Douglas, Savin, 1975], обнаруживают противоречие не только между собой, но и с упомянутыми палеотемпературными кривыми для Новой Зеландии и северной части Тихого океана. На европейской кривой среднекампанскому интервалу отвечает отчетливый температурный максимум, а на северотихоокеанской — хорошо выраженный температурный минимум.

Изотопный анализ бентосных и некоторых видов планктонных фораминифер из верхнемеловых отложений центральной области Тихого океана также дал весьма противоречивые результаты для среднекампанского интервала [Boersma, Shackleton, 1981].

В позднем кампане комплексы планктонных фораминифер на Фолклендском плато снова значительно обедняются. Исчезают практически все виды глоботрункан, и общее число обитавших здесь видов сокращается приблизительно вдвое по сравнению со среднекампанским интервалом. Исчезновение из комплекса фораминифер термофильных видов глоботрункан, которые были широко представлены в среднем кампане, в сочетании с развитием фаций растворения свидетельствует о похолодании в позднекампанское время.

Понижение температуры поверхностных вод, выразившееся в падении численности и видового разнообразия планктонных фораминифер и в исчезновении их наиболее термофильных представителей на Фолклендском плато, вероятно, сопровождалось про-

никновением сюда относительно холодных придонных течений, резко интенсифицировавших процесс избирательного растворения раковин планктонных фораминифер и приведших к накоплению фаций растворения. Эти течения могли проникать в район Фолклендского плато с юга, из моря Уэдделла, или же из Тихого океана через узкие проливы, которые существовали на месте пролива Дрейка до его раскрытия в палеогеновое время.

Начавшееся в юго-западной части Атлантического океана позднекампанское похолодание продолжалось и особенно сильно проявилось в маастрихте. В это время в пределах Фолклендского плато накапливаются карбонатные нанно-фораминиферные илы, содержащие монотонный комплекс планктонных фораминифер. Здесь обильны холодноводные представители *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Rugoglobigerina*. Глоботрунканы полностью отсутствуют (скв. 511). У. Слайтер [Sliter, 1977b] обнаружил всего несколько экземпляров *Globotruncana arca* в нижнемаастрихтских отложениях соседней скв. 327. Присутствие их можно, вероятно, отнести за счет теплых течений, которые проникали сюда с севера даже в периоды похолоданий. Выше уже говорилось, что американские исследователи, изучавшие распределение планктонных фораминифер в позднем кампане — раннем маастрихте банки Мориса Юинга, отмечают резкое уменьшение численности *Globotruncana arca* в юго-западном направлении [Ciesielski et al., 1977; Ciesielski, Wise, 1977]. Эти авторы предполагают существование в течение позднемелового времени теплого течения, омывавшего Фолклендское плато (и банку Мориса Юинга) с северо-запада. В свете этого предположения отсутствие *G. arca* в маастрихтских отложениях скв. 511 представляется вполне понятным.

На большинстве имеющихся палеотемпературных кривых, построенных по результатам изотопных исследований разных групп макро- и микрофоссилий в различных районах земного шара, маастрихт также является временем самого значительного похолодания мелового периода [Stevens, Clayton, 1971; Coplen, Shlanger, 1973; Douglas, Savin, 1975; Boersma, Shackleton, 1981].

Граница мезозоя и кайнозоя является предметом пристального внимания многих исследователей, занимающихся вопросами биостратиграфии, палеонтологии, палеоэкологии и палеоклиматологии. В Юго-Западной Атлантике она отмечена резкой сменой фациальной обстановки и состава отложений. На Фолклендском плато нанно-фораминиферные илы с разрывом перекрыты бескарбонатными целитовыми глинами палеоценового возраста в скв. 511 и 330 и глинисто-диатомовыми илами верхнего палеоцена в скв. 327. Эти отложения представляют собой фации растворения и отражают дальнейшее падение температуры поверхностных и придонных вод в данном районе. Как известно, похолодание на границе мелового и палеогенового периодов, частично обусловленное перестройкой системы циркуляции придонных и поверхностных водных масс, имеет глобальный характер. Массовое вымирание многих групп организмов по всему земному шару вблизи границы мезозоя и кайнозоя многими исследователями связывается с этим похолоданием. Падение температуры поверхностных и придонных вод подтверждается результатами изотопных исследований.

Т. Саито и Дж. ван-Донк [Saito, van Donk, 1974] проанализировали изотопный состав планктонных и бентосных фораминифер в Южной Атлантике от кампанского до датского яруса и установили, что палеотемпературы поверхностных вод за этот период уменьшились на 3,5°C, а температуры придонных вод за это же время понизились приблизительно на 5°C. Такой же порядок цифр был получен и при анализе изотопного состава фораминифер с возвышенности Шатского в северо-западной части Тихого океана [Douglas, Savin, 1975]. Температуры поверхностных вод в период от позднего маастрихта до раннего палеоцена здесь понизились приблизительно на 2,5°C, а температуры придонных вод за это время уменьшились на 4,5°C.

В высоких широтах южного полушария это понижение температуры придонных и поверхностных вод в конце позднего мела — раннем палеогене связано, вероятно, с началом климатической изоляции Антарктического материка в результате появления проливов между Австралией и Антарктидой [Veevers, Heirtzler, 1974], Южной Америки и Антарктическим полуостровом [Barker, Dalziel et al., 1977] и, возможно, между Западной и Восточной Антарктидой. Эти перестройки привели к началу формирования

кругового Антарктического течения, аналогичного современному Циркумантарктическому течению, огибающему Антарктиду по часовой стрелке. Это течение могло привести к некоторой климатической изоляции Антарктиды и способствовать образованию материкового ледового покрова в приполюсной части. Резкое падение уровня океана в позднем маастрихте [Vail et al., 1978], возможно, связано с началом оледенения приполюсных районов Антарктиды.

Таким образом, по изменению систематического состава планктонных фораминифер, соотношению видов в комплексе и их распределению в меловых отложениях Фолклендского плато в этом районе можно выделить периоды относительных потеплений и похолоданий, которые, скорее всего, носят глобальный или субглобальный характер. Периоды потеплений, сопровождаемые накоплением в разной степени карбонатных отложений и проникновением в пределы плато термофильных видов планктонных фораминифер, отмечены в раннем альбе, позднеальбско-туронское время, сантоне и в среднем кампане. Наиболее значительные периоды похолоданий отмечены обычно в разрезе меловых отложений фациями растворения с обедненными комплексами относительно холодноводных представителей *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Rugoglobigerina* и лишенными тепловодных двукилевых видов глоботрункан. Эти периоды имели место в среднем—позднем альбе, в коньякско-раннесантонское время и в течение позднего кампана — раннего маастрихта. Граница мелового и палеогенового периодов характеризуется дальнейшим понижением температур поверхностных и придонных вод.

Кроме этих периодов похолоданий и потеплений, которые в разной мере фиксируются в других районах Мирового океана по характеру распределения фораминифер и изменению изотопного состава раковин их различных видов, в пределах Фолклендского плато отмечаются температурные колебания второго порядка, связанные, вероятно, с локальными изменениями в системе циркуляции водных масс. Особенно часты такие колебания в раннекампанское время, когда на плато поочередно накапливались бескарбонатные осадки с обедненной фауной холодноводных планктонных и агглютинированных бентосных фораминифер и отложений, в разной степени обогащенных карбонатом кальция и содержащих наряду с холодноводными видами планктонных фораминифер представителей относительно тепловодных глоботрункан.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

Позднемезозойские отложения Южного океана изучены столь слабо и неравномерно, что его геологическая история может быть восстановлена в самом общем виде. Конечно, хорошей изученностью отличается банка Мориса Юинга, но краткий обзор геологической истории этого маленького региона лишь подчеркнет наши ограниченные возможности применительно к реконструкции последовательности событий всего Южного океана.

Нет ничего удивительного в том, что направленность геологического развития идентична во всех трех скважинах (327, 330 и 511) банки Мориса Юинга, ведь они расположены в непосредственной близости. В одной и той же последовательности сменяют одна другую литологические толщи: черные глины баррема—апта, известковистые аргиллиты и наннопланктонный мел альба — нижнего турона, цеолитовые глины и нанно-фораминиферные аргиллиты верхнего турона — кампана, карбонатные илы верхнего кампана — нижнего маастрихта. Прослеживаются одни и те же несогласия и перерывы: между верхней юрой и неокомом, в нижней части верхнего мела (верхний сеноман — турон), на рубеже кампана и маастрихта, между верхним мелом и кайнозоем.

Удивительно другое. Несмотря на близкое расстояние, разрезы меловых отложений в скв. 511, 327 и 330 существенно различны. Эти различия лишь отчасти связаны с пер-

вичными чертами осадконакопления (в скв. 327 мощность альба в 2 раза больше, чем в скв. 511). Главным же образом они связаны с характером последующей подводной эрозии. Именно она определила своеобразие разрезов. Так, эрозионные фазы нижней части верхнего мела и на рубеже кампана и маастрихта по-разному выражены в скв. 511 и 327: 1) в скв. 511 первая из них имела место в до-позднесеноманское время; в скв. 327 она произошла в позднем сеномане — туроне, благодаря чему осадки этого возраста отсутствуют в разрезе; 2) вторая фаза в скв. 511 лишь намечается резкой сменой фаций на рубеже кампана и маастрихта, в скв. 327 она выражена четко: пачка верхнего кампана — нижнего маастрихта залегает непосредственно на коньяке—сантоне и из разреза выпадает мощная толща осадков кампана и сантона. Как мы знаем, по-разному выражен перерыв на границе мезозоя и кайнозоя: в скв. 327 кайнозой начинается верхним палеоценом, эрозия слабо затронула нижний маастрихт; в скв. 511 в основании палеогена находятся некарбонатные глины палеоцена—эоцена, а от маастрихта остались базальные слои; в скв. 330 палеоген начинается верхним эоценом, а эрозия уничтожила практически весь верхний мел.

Очевидно, банка Мориса Юинга как положительная структура существовала с начала раннемелового времени. Она отделяла в виде порога зарождающийся Атлантический океан от более южной океанической области. Банка подвергалась воздействию прихотливо направленных подводных течений. Они накладывали свой отпечаток на характер первичного осадконакопления, а главное — приводили к интенсивной эрозии (или к ненакоплению осадков) и к перерывам, весьма различным по продолжительности даже в соседних районах.

Пример банки Мориса Юинга показывает, насколько трудно оценить основные особенности геологической истории даже отдельной подводной возвышенности, если фактический материал ограничен. Даже в соседних скважинах разрезы осадочных толщ различаются. Можем ли мы распространить полученные результаты на всю область Фолклендского плато? Каким образом местные изменения геологической обстановки на банке Мориса Юинга отражают изменения среды всего Южного океана? Эти вопросы необычайно сложны и еще ждут своего разрешения. Вот почему в геологическом развитии Южного океана сейчас могут быть прослежены самые общие, наиболее броские черты.

Самый ранний этап формирования Южного океана наиболее полно отражен в разрезах скв. 327, 330 и 511 на восточном окончании Фолклендского плато (банка Мориса Юинга) [Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig et al., 1980; Ludwig, Krashennnikov et al., 1983].

Исследованиями последних лет достаточно надежно установлено тектоническое соотношение Южно-Американского, Африканского, Австралийского и Антарктического материков до начала спрединга. Современные тектонические модели, основанные на изучении конфигурации континентальных окраин, линейных магнитных аномалий, геологического строения этих материков и геохронологии слагающих их пород, свидетельствуют о том, что, начиная с глубокого докембрия до мезозоя, они представляли собой суперматерик Гондвана, который развивался как единая структура со времени его отделения от Лавразии около 180 млн. лет назад [Dietz, Holden, 1970; Pitman, Talwani, 1972].

В известной модели Э. Булларда [Bullard et al., 1965] совмещение краев континентов проводилось по изобате около 900 м (500 фатомов). В районе Фолклендского плато она проходит непосредственно к востоку от Фолклендских (Мальвинских) островов. Хотя восточное окончание Фолклендского плато (банка Мориса Юинга) находится на большей глубине, морфология плато, геология Фолклендских (Мальвинских) островов [Greepway, 1972] и данные сейсмических исследований [Ewing et al., 1971] показывают, что Фолклендское плато является частью Южно-Американского континента. Сложнее обстоит вопрос с банкой Мориса Юинга (самостоятельный континентальный блок?).

Континентальная природа коры, подстилающей банку Мориса Юинга, подтверждена бурением в 36-м рейсе б/с «Гломар Челленджер», когда скв. 330 вскрыла фундамент, сложенный гнейсами и гранитами. Полученных бурением гранитов и гнейсов явно

недостаточно для корректных сравнений с древними породами фундамента, выходящими на дневную поверхность на прилегающей суше. Некоторая корреляция между ними все же возможна. Радиоизотопный возраст пород фундамента Фолклендского плато (535 ± 66 млн. лет.) близок к возрасту гранитных пород, описанных вблизи мыса Доброй Надежды в Южной Африке [Allsopp, Kolbe, 1965; Beckinsale et al., 1977]. Как отмечают Р. Бэкинсэйл с соавторами [Beckinsale et al., 1977], породы фундамента Фолклендского плато могут быть даже древнее, т. е. докембрийскими, и в этом случае возраст 535 млн. лет является возрастом их метаморфизма. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что граниты, гнейсы и амфиболиты, слагающие фундамент Южно-Американского континента и выходящие на дневную поверхность на о-ве Западный Фолкленд (Гран-Мальвина) в районе мыса Мередит, имеют Rb-Sr и K-Ar возраст около 1000 млн. лет. Метаморфический комплекс близкого возраста обнаружен также на юго-восточном побережье Африки, вблизи г. Дурбана [Haughton, 1969].

Все эти данные позволили участникам 36-го рейса принять палеотектоническую реконструкцию, на которой банка Мориса Юинга сочленялась с Африкой в ее юго-восточной части [Barker, Dalziel et al., 1977]. На других реконструкциях [Schields, 1977] Фолклендское плато вместе с банкой Мориса Юинга также примыкало к юго-восточному окончанию Африканского континента.

Если Южная Америка, Африка, Австралия и Антарктида в пределах суперматерика Гондвана на различных палеотектонических реконструкциях занимают приблизительно одинаковое место, то положение Восточной и Западной Антарктиды относительно друг друга, Африки и Южной Америки до сих пор в значительной мере неопределенное. П. Баркер с соавторами [Barker et al., 1977] проанализировали данные по магматизму, геологическому строению и составу отложений, слагающих береговые структуры этих материков, и приводят две альтернативные реконструкции, не отдавая предпочтение ни одной из них. Реконструкции различаются лишь по расположению Западной Антарктиды (Антарктический полуостров) относительно Южной Америки, Африки и Восточной Антарктиды, но в обоих случаях она примыкает к Фолклендскому плато с юга и юго-востока (рис.17).

Если эти палеотектонические реконструкции верны, то Фолклендское плато до начала спрединга между Южной Америкой и Африкой было ограничено на юге и востоке структурой типа краевой вулканической дуги позднепалеозойского—раннемезозойского возраста. Следы этой вулканической дуги в настоящее время обнаруживаются в Южных Андах, на Антарктическом полуострове и прилегающих к нему Южных Оркнейских и других островах [Dalziel, Elliot, 1971, 1973; Dalziel et al., 1975]. Ее образования, возможно, подстилают северную часть хребта Скотия до банки Бердвуд [Ludwig et al., 1968; Dalziel et al., 1974]. Интрузивные породы фундамента, полученные в скв. 330 на Фолклендском плато и датированные 287 ± 7 млн. лет [Beckinsale et al., 1977], вероятно, представляют собой продукт вулканической деятельности на границе раздела континента и вулканической дуги и как будто подтверждают эти реконструкции.

В раннем мезозое фундамент Фолклендского плато, сложенный гранитами и гнейсами, был поднят и подвержен эрозии, о чем свидетельствует его неровная поверхность, хорошо выраженная на сейсмическом профиле (см. рис. 4). Это поднятие по времени, возможно, совпало с так называемой Гондванской орогенцией, которая имела место в раннем мезозое и привела к образованию Капского складчатого пояса в Южной Африке, складчатых поясов Сьерра-де-ла-Вентана в Аргентине и Элсворт и Пенсакола в Антарктиде [Dalziel, Elliot, 1973].

В средней?—поздней юре в пределах Фолклендского плато накапливались болотные и дельтовые осадки, отлагавшиеся на прибрежной равнине [Thompson, 1977]. Эти отложения залегают непосредственно на размытой поверхности фундамента и пробурены скв. 330. Накопление прибрежных осадков в средне?—позднеюрское время было прервано трансгрессией, начало которой отмечено маломощной толщей грубообломочных субаркозовых песчаников, вероятно представляющих собой пляжные фации. Береговая линия проходила восточнее скв. 330 и протягивалась в направлении с северо-запада на юго-восток, опоясывая банку Мориса Юинга, которая в это время являлась островом.

Сейсмические отражающие границы (возможно, границы раздела разновозрастных

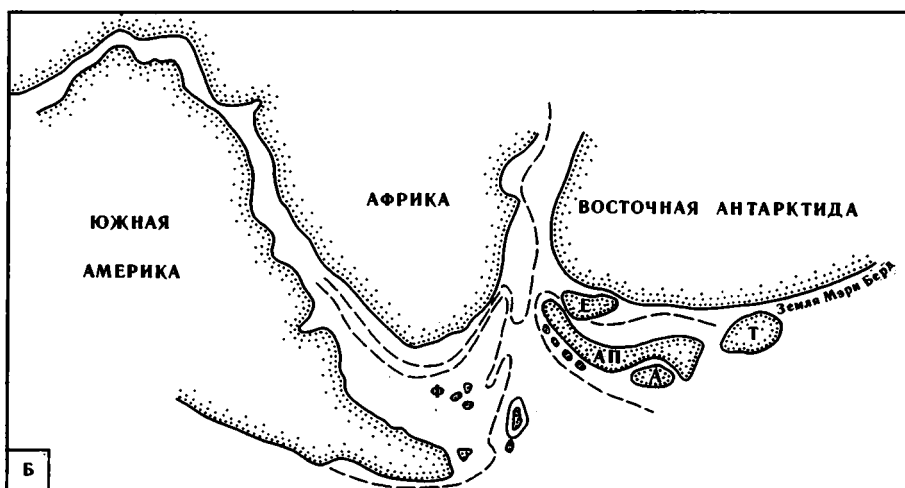
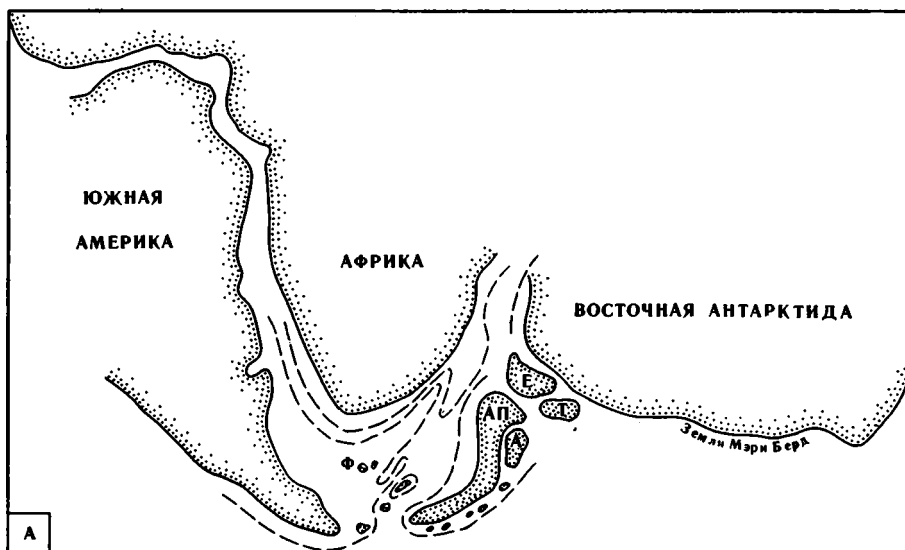


Рис. 17. Альтернативные (А, Б) модели палеорекострукции части южного полушария до начала раскола Гондваны по П. Баркеру с соавторами [Barker et al., 1977]. Континентальные блоки Антарктического полуострова и прилегающих островов занимают разное положение по отношению к материкам, составлявшим Гондвану

Ф — Фолклендские (Мальвинские) острова, А — о-в Земля Александра I, АП — Антарктический полуостров, Е — микроплита гор Элсворта, Т — микроплита о-ва Тарстон

отложений), а также неровная поверхность фундамента круто погружаются в юго-западном направлении. Эти данные вместе с отсутствием на сеймопрофилях следов более поздней складчатости дали основание П. Баркеру [Barker, 1977] оценить глубину бассейна, располагавшегося между банкой Мориса Юинга и Фолклендскими (Мальвинскими) островами, в 1000—2000 м.

Начиная с поздней юры, в пределах Фолклендского плато существовал полузамкнутый мелководный морской бассейн с ограниченной циркуляцией водных масс (рис. 18, А; рис. 19) и сероводородным заражением в придонном слое.

Вначале (келловей — низы оксфорда) в нем накапливались алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников, а позднее (оксфорд — кимеридж — ранний титон) — сапропеле-

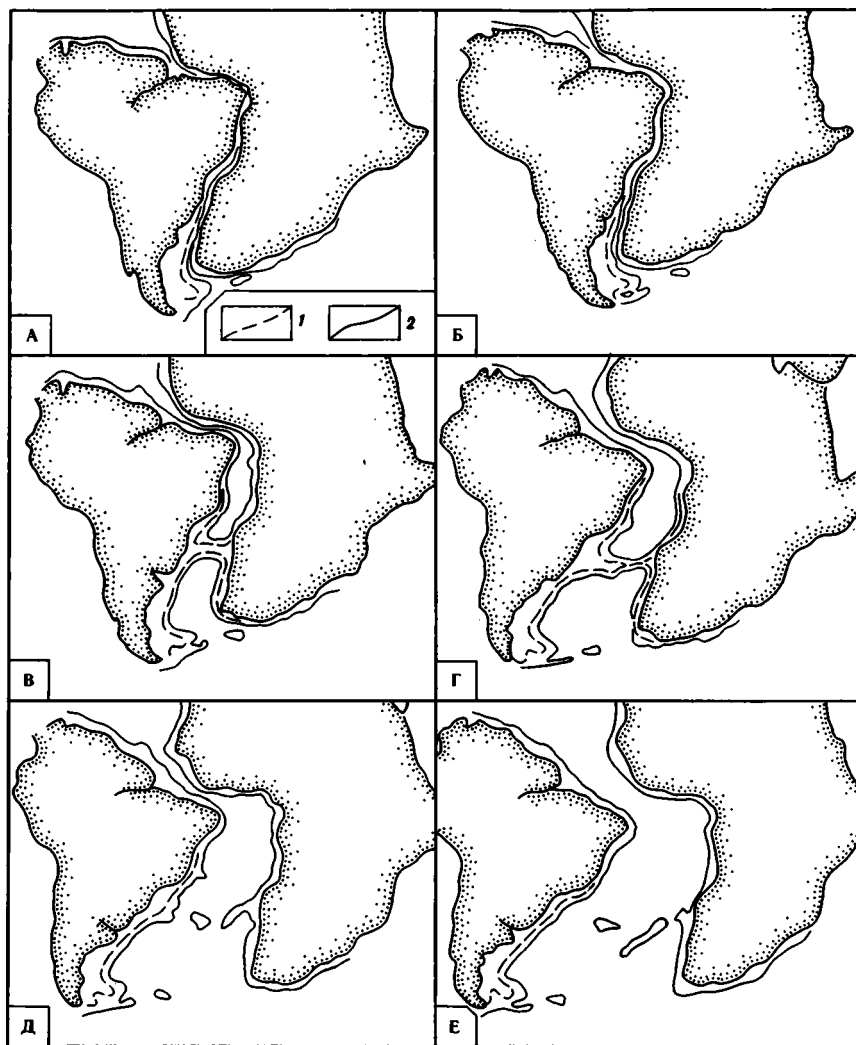


Рис. 18. Последовательные палеорекострукции Южной Атлантики для позднелюрского и мелового времени по Дж. Склейтеру с соавторами [Sclater et al., 1977]

1,2 — изобаты: 1 — 200 м, 2 — 2000 м; А — верхняя юра, титон (140 млн. лет назад); Б — неокон, готерив (125 млн. лет); В — нижний мел, апт (110 млн. лет); Г — верхний альб — сеноман (95 млн. лет); Д — верхний мел, верхний сантон (80 млн. лет); Е — верхний мел, верхний маастрихт (65 млн. лет назад)

вые аргиллиты или черные тонкослонные аргиллиты и алевролиты, обогащенные органическим веществом. Присутствие в разрезе большого количества терригенного материала и органического вещества наземного растительного происхождения свидетельствует о близости береговой линии и небольших размерах бассейна. Заполнение его происходило, вероятно, продуктами разрушения, сносимыми с окружающих его частей Гондваны, которые впоследствии обособились в Южную Америку, Африку и Западную Антарктиду. Характер растительности и палинокомплекс позднелюрского времени, встреченные в разновозрастных отложениях Фолклендского плато, Южной Америки и Южной Африки, и их значительное сходство между собой также указывают на близость этих материков и относительно небольшие размеры позднелюрского бассейна.

Некоторые авторы [Jones, Plafker, 1977] на основании сходства позднелюрской морской макрофауны Фолклендского плато с индотихоокеанской макрофауной допускают

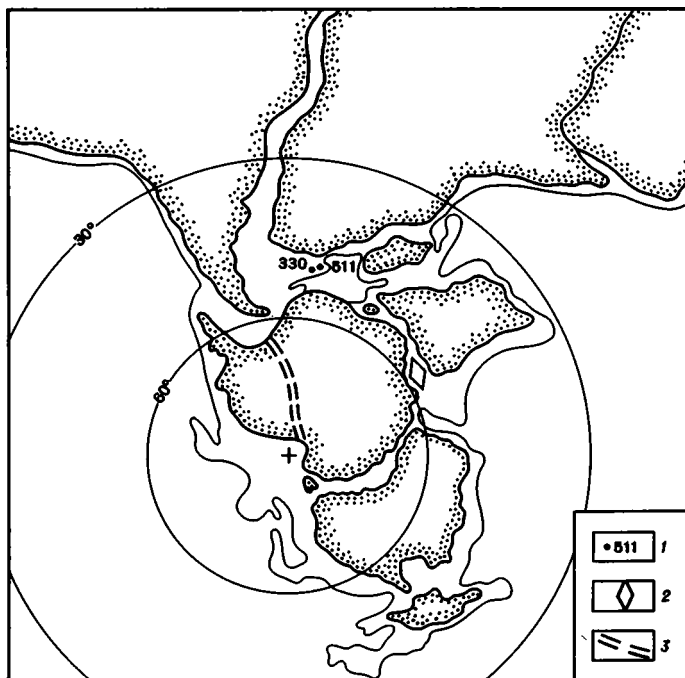


Рис. 19. Палеорекострукция южного полушария для позднеюрского (титонского) времени (140 млн. лет назад) по Э. Бэррону с соавторами [Barro et al., 1981]

Условные обозначения для рис. 19—21, 24, 25

1 — скважины Проекта глубоководного бурения; 2 — положение плато Кергелен; 3 — гипотетический пролив между Восточной и Западной Антарктидой

возможность проникновения тихоокеанских вод в бассейн Фолклендского плато в течение позднеюрского времени. Тем не менее последний, вероятно, оставался полузамкнутым, с ограниченной циркуляцией водных масс. Слабое перемешивание придонных вод в сочетании с большим количеством органического вещества, поступавшего в бассейн с прилегающей суши, привело к резкому обеднению придонных вод растворенным кислородом, их сероводородному заражению, обусловило образование в осадках частых прослоев и желваков пирита и одновременно препятствовало развитию донной жизни.

Поверхностные воды были, очевидно, в достаточной мере насыщены кислородом и благоприятны для обитания планктонных и особенно нектонных организмов, ископаемые остатки которых (кокколитофориды, ростры белемнитов, раковины и аптихи аммонитов) присутствуют в верхнеюрских отложениях Фолклендского плато. Планктонные фораминиферы в этом мелководном бассейне отсутствовали, либо их раковины при отмирании полностью растворялись в придонных водах, недонасыщенных кислородом.

Подобные условия существовали на большей части Фолклендского плато, а также в пределах Магелланова бассейна в Южной Америке, который является наземным продолжением так называемого Фолклендского трога, ограничивающего плато с юга [Natland et al., 1974; Urien, Zambrano, 1973].

Накопление отложений, обогащенных органическим веществом (черные глины), в Фолклендском бассейне продолжалось и в раннем мелу (рис. 20; см. рис. 18, Б, В). Граница поздней юры и раннего мела на Фолклендском плато отмечена стратиграфическим перерывом. Несмотря на его значительную продолжительность (около 15—20 млн. лет), он никак не отразился на составе отложений и их облике. Перерыв проходит внутри монотонной толщи битуминозных алевролитов и аргиллитов и лишен таких физических признаков, как поверхность размыва, окисленность осадков и изменение их размерности. Можно было бы предположить, что накопление осадков на границе юры и мела происходило непрерывно и с исключительно низкой скоростью, но это находится в противоре-

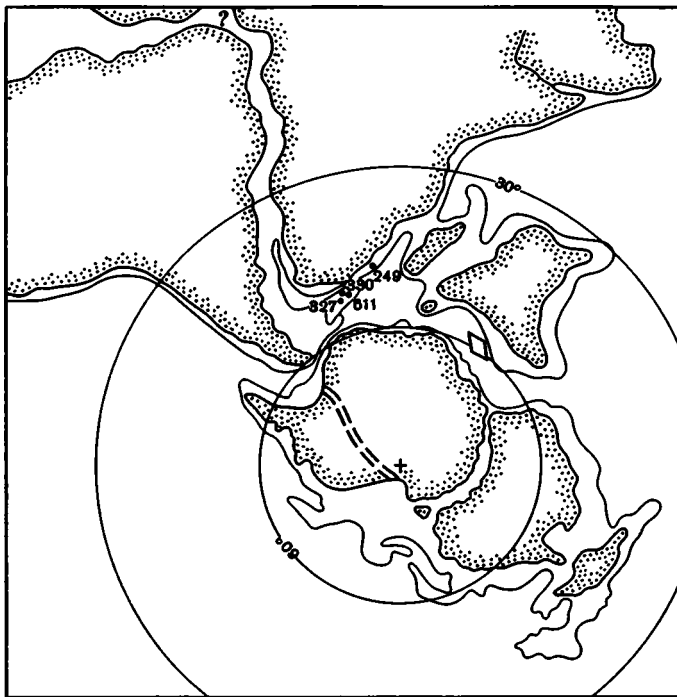


Рис. 20. Палеорекострукция южного полушария для раннемелового (барремского) времени (120 млн. лет назад) по Э. Бэррону с соавторами [Barron et al., 1981]
Условные обозначения см. на рис. 19

ции с продолжительностью титон-барремского интервала и сравнительно высокими реальными скоростями осадконакопления, что и отмечается ниже и выше данной границы.

Анаэробные условия на Фолклендском плато существовали вплоть до альбского времени, когда бассейн получил постоянную связь с океаном и его дно заселилось богатой бентосной фауной. Связь с океаном на короткое время периодически устанавливалась уже в аптское время. Наряду с осадконакоплением в условиях дефицита кислорода и сероводородного заражения придонных вод здесь изредка происходило накопление глин с угнетенной фауной секретирующих бентосных фораминифер, которая могла обитать только в условиях некоторой оксигенизации придонных вод. Угнетенный характер фораминифер, их крошечные прозрачные тонкие хрупкие раковины указывают, что насыщенность придонных вод кислородом никогда не достигала нормального для океана уровня.

Подобные особенности бентосных фораминифер в настоящее время можно наблюдать в зонах крупных постоянных апвеллингов вблизи западных берегов Африки и Южной Америки [Басов, 1979; Хусид, 1974]. В этих районах в результате высокой биологической продуктивности, связанной с постоянным поступлением на шельф биогенных элементов, и накопления на дне при отмирании зоо- и фитопланктона большого количества органического вещества растворенный в придонной воде кислород почти полностью расходуется на его разложение. Возникающий при этом избыток углекислоты неблагоприятно сказывается на развитии секретирующих бентосных фораминифер, и их раковины становятся мелкими и тонкостенными. Вероятно, аналогичные условия существовали в отдельные моменты в придонных водах Фолклендского плато и в течение аптского времени.

За время существования в пределах Фолклендского плато мелководного бассейна (поздняя юра — апт) в нем накопилась толща отложений, обогащенных органическим веществом, мощностью около 120 м. Содержание органического углерода в них достигает

3,6%, и по своему облику они напоминают типичные «черные сланцы», вскрытые скважинами глубоководного бурения во многих районах Мирового океана. Накопление этих глин происходило в разных условиях. В юго-западной части Атлантики это типичные мелководные образования, накопившиеся в полузамкнутом эпиконтинентальном бассейне, но в других районах они, как правило, более глубоководного происхождения. Эта проблема более подробно будет рассмотрена в следующем разделе монографии.

На значительных глубинах в условиях стагнации придонных вод накапливались в раннем мелу черные битуминозные глины в Ангольской и Капской впадинах [Bolli, Ryan et al., 1978]. Однако если в Капской котловине формирование мощной толщи сапропелевых глин с прослоями песчаников началось в апте, то в Ангольской впадине и частично в пределах Китового хребта в это время отлагались эвапориты. Накопление солей происходило на всей поверхности дна северной части Южно-Атлантического бассейна, отделенной от его южной зоны порогом, который образовывали структуры Китового хребта и возвышенности Риу-Гранди, сочленявшиеся на месте современного срединно-океанического хребта [Kumar et al., 1977]. В течение апта—альба в Ангольской котловине (восточная часть бассейна) и в Бразильской котловине (западная часть) накопилась толща эвапоритов мощностью около 2000 м [Natland, 1978; Machens, 1970; Pautot et al., 1973].

Соленаккумуляция на севере хребта Китового продолжалась вплоть до начала альба, являясь показателем сухого аридного климата, существовавшего в это время на Африканском побережье на широте хребта [Melgouen, 1978]. Накопление же черных сапропелевых глин с прослоями турбидитов в Капской котловине, скорее всего, свидетельствует о существовании в этом районе гумидных условий. Они благоприятствовали не только развитию богатой наземной растительности, остатки которой в изобилии поступали во впадину, но и интенсивной эрозии, что нашло отражение в накоплении прослоев песчаников.

В относительно глубоководных условиях происходило, вероятно, накопление в позднелурско-раннемеловое (аптское) время черных глин и алевролитов, обогащенных органическим веществом, в восточной части Индийского океана [Robinson et al., 1974; Veevers, Heirtzler et al., 1974]. К этому времени в Индийском океане в результате спрединга возникли небольшие океанические бассейны [Veevers, Heirtzler et al., 1974], разделенные между собой и окруженные сушей. По этой причине они характеризовались слабой циркуляцией водных масс. В восточном бассейне (у континента Австралия), где спрединг начался еще в позднелурское время, накопилась мощная толща темно-серых глин и кремнистых аргиллитов с подчиненным количеством цеолитовых глин и наннопланктонных илов. Стагнирующие условия бассейна с сероводородным заражением придонных вод предполагаются в связи с обогащенностью отложений органическим веществом, их темным цветом, обилием пирита, отсутствием следов роющих организмов и обедненным составом бентосных фораминифер (исключительно агглютинированные виды).

Накопление в пределах Фолклендского плато, Магелланова бассейна, Капской и Ангольской впадин отложений, обогащенных органическим веществом, возможно, обязано существованию в раннемеловое время слоя кислородного минимума в бассейне, который предшествовал Южно-Атлантическому океану до его раскрытия. Но если дно Фолклендского плато находилось в пределах этого слоя, то накопление черных глин в Ангольской и Капской котловинах происходило на глубинах намного ниже слоя кислородного минимума. Застойные явления в этих бассейнах можно, вероятно, объяснить наличием порогов, которые служили преградой для тихоокеанских и индоокеанских вод и препятствовали глубинной циркуляции. Не исключено, что таким порогом служило само Фолклендское плато. Вплоть до начала спрединга оно препятствовало водообмену зарождающегося Южно-Атлантического океана и Индийского океана. Такой же порог, отделявший бассейн Фолклендского плато от Тихого океана, существовал вдоль западного побережья Южной Америки и Западной Антарктиды. Тем не менее связь Фолклендского бассейна с Тихим океаном в течение поздней юры и раннего мела все же осуществлялась, и в эти периоды сюда проникала макрофауна, свойственная Индо-Тихоокеанской биогеографической провинции [Jones, Plafker, 1977].

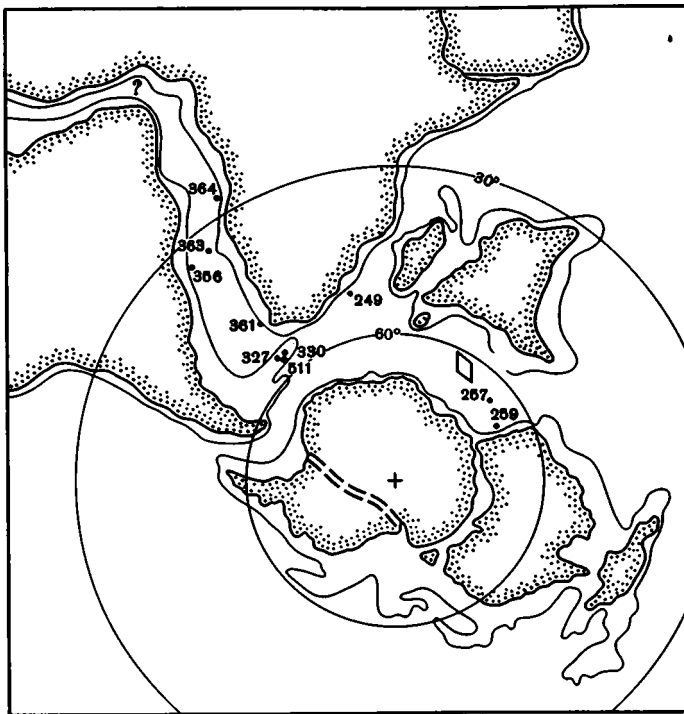


Рис. 21. Палеорекострукция южного полушария для раннемелового (поздний альб) времени (100 млн. лет назад) по Э. Бэррону с соавторами [Barron et al., 1981]
Условные обозначения см. на рис. 19

Спрединг в Южной Атлантике, начавшийся, по оценкам некоторых исследователей [Larson, Ladd, 1973; Ladd et al., 1973; Sclater et al., 1977], приблизительно 125—127 млн. лет назад, т. е. в валанжинское время (см. рис. 18, Б; рис. 20), привел к расширению Южно-Атлантического бассейна, однако связь с Индийским океаном установилась позднее, после окончательного отделения Фолклендского плато от южного окончания Африканского континента около 100 млн. лет назад (рис. 21; см. рис. 18, В, Г) [Barker et al., 1977]. Начало спрединга по времени совпало, вероятно, с поднятием дна бассейна, которое захватило Фолклендское плато. Это привело к прекращению осадконакопления, эрозии верхнеюрских и, возможно, неокомских отложений и к стратиграфическому перерыву на границе юры и мела в скв. 511 и 327.

Начиная с альбского времени, в связи с поступлением в Южно-Атлантический бассейн индоокеанских вод значительно улучшается аэрация его поверхностных и придонных вод и в пределах Фолклендского плато анаэробные условия полужамкнутого морского бассейна сменяются нормальными условиями открытого океанического бассейна (см. рис. 21). В нем накапливаются наннопланктонные глины с богатой фауной планктонных и бентосных фораминифер. Связь с Индийским океаном вначале иногда прерывалась или становилась затрудненной, и в эти периоды накапливались осадки с повышенным содержанием органического вещества и обедненными комплексами бентосных и планктонных фораминифер. Бентосные виды из альбских осадков в соответствии с батиметрической моделью их распространения [Sliter, Baker, 1972] характеризуют глубины шельфа и перехода его к материковому склону (100—400 м). Двустворчатые моллюски (*Aucellina* cf. *radiatostriata*, *A.* cf. *andina*), по мнению Ю. Елецкого [Jeletzky, 1983], также характерны для внешнеритических — верхнебатинальных условий (рис. 22).

В течение альба Фолклендское плато полностью погрузилось ниже уровня моря, перестав быть существенным источником поступления терригенного материала, количе-

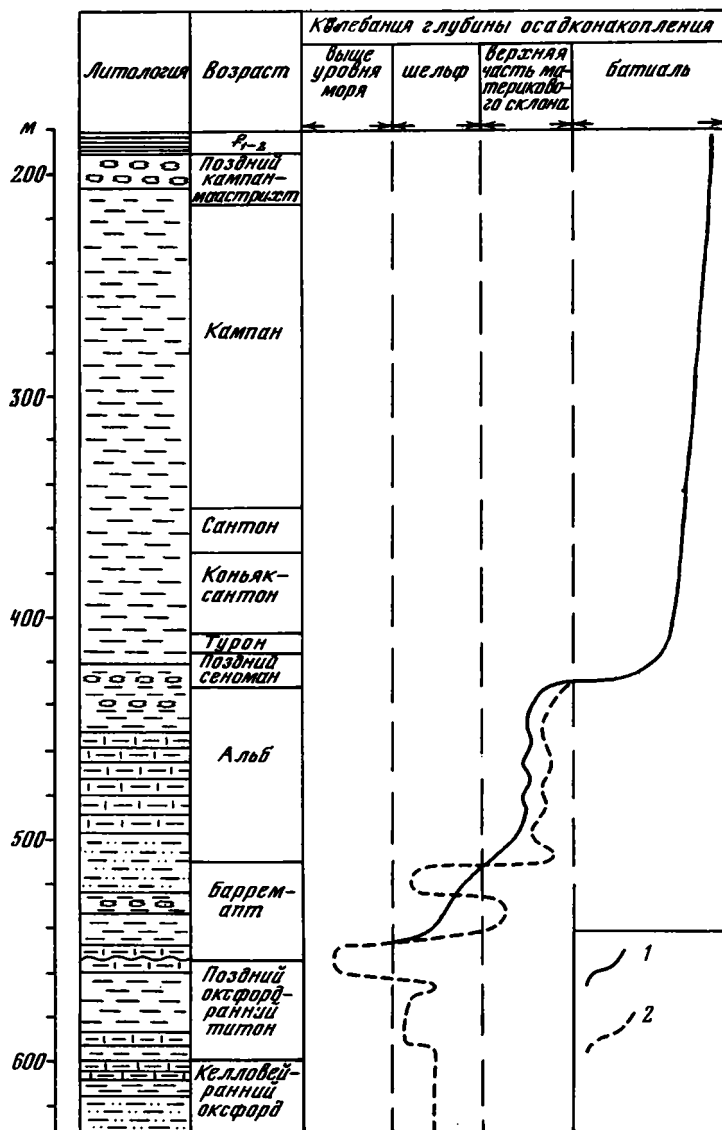


Рис. 22. Кривая колебания глубины осадконакопления в пределах Фолклендского плато в течение позднеюрского—мелового времени

1 — по бентосным фораминиферам; 2 — по макрофаунистическим остаткам [Jeletzky, 1983]

Условные обозначения осадков см. на рис. 7

ство которого в разрезе постепенно уменьшается. Все большую роль приобретает био-генное карбонатакопление, что свидетельствует об установлении постоянного водо-обмена с Индийским океаном.

Эта связь зарождающегося Южно-Атлантического океана с Индийским океаном отчетливо проявляется в сходстве фауны бентосных и планктонных фораминифер, встречаемых в альбских отложениях Фолклендского плато, Южной Америки, Африки, Австралии и Индийского океана.

Мы уже знаем о поразительном сходстве планктонных фораминифер из альбских отложений Фолклендского плато и восточной части Индийского океана (скв. 256—259, 261) [Herb, 1974; Krashenninnikov, 1974a]. Это сходство проявляется в их умеренно

холодноводном облике, отсутствии тропических видов. Аналогичное сходство наблюдается с планктонными фораминиферами из альба Австралии [Edgell, 1957; Belford, 1960; Belford, Scheibnerova, 1971].

Еще большее сходство обнаруживается при сравнении комплексов бентосных фораминифер из альбских отложений Фолклендского плато, Магелланова бассейна, Южной Африки, восточной части Индийского океана, Большого Артезианского бассейна и Западной Австралии. В. Шайбнерова [Scheibnerova, 1971a, b, 1972, 1974, 1978; Lambert, Scheibnerova, 1974], тщательно изучавшая альбскую фауну бентосных фораминифер в различных районах южного полушария, выделяет Австралийную биогеографическую провинцию. В нее включены Большой Артезианский бассейн в Австралии, южная часть п-ова Индостан, южные окончания Африки и Южной Америки, а также южные части Атлантического и Индийского океанов. Бентосные фораминиферы, населявшие эту провинцию в раннемеловое время, характеризуются широким распространением целого ряда общих видов *Anomalinoides*, *Gavelinella*, *Tribrachia*, *Patellinella*, *Orithostella*, *Lingulogavelinella* и др. Следует все же отметить, что в своем распространении бентосные фораминиферы подчиняются несколько иным закономерностям, нежели планктонные фораминиферы, и в отличие от них не дают столь четкой картины климатической зональности. Например, австралийские комплексы бентосных фораминифер альба—сеномана развиты по западному побережью Африки (Ангола, Конго, Гвинейский залив), где с ними ассоциируют уже тропические комплексы планктонных фораминифер [Scheibnerova, 1971b]. Очевидно, в своем распространении бентосные фораминиферы подчиняются влиянию не только климатического, но и многих других экологических факторов.

Вместе с тем альбские бентосные фораминиферы Фолклендского плато имеют много общих видов с одновозрастными комплексами, населявшими западную тропическую часть Северной Антлактики в районе Багамской банки [Gradstein, 1978] и Карибского бассейна, где встречен ряд видов, характерных для Австралийной биогеографической провинции. Такое сходство, вероятно, может указывать на существование сообщения между зарождавшимся Южно-Атлантическим океаном и уже существовавшим длительное время Северо-Атлантическим бассейном. Некоторое сходство альбских бентосных фораминифер Фолклендского плато с раннемеловой фауной в скв. 416, пробуренной в Марокканской впадине [Sliter, 1980], как будто подтверждает это предположение.

Австралийский характер альбских бентосных и планктонных фораминифер во всех этих районах, выражающийся в обеднении видового состава и преобладании среди планктонных фораминифер мелких хедбергелл, глобигеринеллоидесов и хетерохелицид, объясняется географическим положением скважин и местонахождений в океанах и на континентах, большинством из которых расположено на палеореконструкциях южнее 50° ю. ш., и связанной с этим низкой температурой поверхностных и придонных вод (см. рис. 21). Холодноводность условий проявляется также и в сходстве состава бентосных фораминифер в различных районах южного полушария независимо от глубин, на которых они обитали в этих районах в альбское время. Так, если на Фолклендском плато, в Магеллановом бассейне, в бассейне Зулу в Южной Африке и Большом Артезианском бассейне в Австралии условия обитания были мелководными, то в восточной части Индийского океана в альбское время существовали относительно глубоководные условия; тем не менее бентосные фораминиферы близки по составу. По нашему мнению, анализ климатического поясного распределения планктонных фораминифер альба в принципе полностью подтверждает палеотектонические реконструкции этого времени, когда континент Австралия и смежная часть Индийского океана (с океанической корой) занимали более высокоширотную позицию. Речь может идти о деталях этих палеореконовструкций (см. рис. 21).

Важным обстоятельством, которое способствовало сохранению некоторой обособленности фауны фораминифер в австралийской биогеографической провинции в течение раннего мела, является географическое расположение материков [Luyendyk, 1974]. В раннемеловое время после раскола суперматерика Гондвана и начала спрединга в южном полушарии они как бы ограждали зарождающийся Южный океан с севера

и юга, препятствуя его водообмену с низкими широтами и проникновению на юг тепловодной тетической фауны (см. рис. 20, 21). В большей мере это относится к Южной Атлантике, водообмен которой с Тетисом был затруднен, с одной стороны, из-за порога, существовавшего ранее на месте современных возвышенностей Риу-Гранди и Китового хребта (см. рис. 18 В, Г; рис. 21), а с другой стороны, из-за самого Фолклендского плато, которое в апт-альбское время примыкало к юго-восточному окончанию Южной Африки и служило барьером для тетических вод, двигавшихся на юг вдоль восточного побережья Африканского континента (см. рис. 21). Район у западного побережья Австралии отчасти был изолирован от северной полосы Индийского океана и соответственно от Тетиса п-овом Индостан, который в то время занимал более южное положение [McKenzie, Sclater, 1971] (см. рис. 21).

Австраальность условий раннемелового бассейна в южном полушарии проявляется не только в характере фораминифер, но и в своеобразии других групп фауны и комплексов известкового наннопланктона [Stevens, 1974; Speden, 1974; Thierstein, 1974; Jones, Plafker, 1977; Jeletzky, 1983].

Граница нижнего и верхнего мела почти повсеместно в высоких широтах южного полушария, где она вскрыта скважинами, отмечена перерывом, который характеризуется различной продолжительностью и некоторой асинхронностью (рис. 23). Временной интервал перерыва находится в пределах позднего альба — сантона. Этот перерыв в разрезах выражен либо размывом уже накопленных отложений, либо резким уменьшением скоростей осадконакопления; либо возникновением фаций растворения, лишенных карбонатного материала, и вероятно, имеет субглобальный характер. Он отмечен в Южной Атлантике [Barker, Dalziel et al., 1977; Perch-Nielsen, Supko et al., 1977; Bolli, Ryan et al., 1978], в южной части Индийского океана [Davies, Luyendyk et al., 1974; Veevers, Heirtzler et al., 1974], а также в Северной Атлантике [Pimm, Hayes, 1972] и в северной части Тихого океана [Douglas et al., 1973].

В высоких широтах Южной Атлантики этот перерыв наблюдается во всех достигших нижнемеловых отложений скважин (327, 330, 356, 363, 364 и 511). В юго-западной части Атлантического океана он повсеместно выражен размывом и выпадением из разреза стратиграфических интервалов разной продолжительности. Наиболее значителен перерыв в скв. 327 на Фолклендском плато, где отсутствуют верхнесеноманские, туронские, коньякские и нижняя часть сантонских отложений. Наименьшая его продолжительность отмечена в скв. 511, где перерыв охватывает поздний альб — ранний сеноман.

В юго-восточной части Атлантического океана в скв. 363 на Китовом хребте отсутствуют сеноманские — коньякские отложения. В Ангольской котловине (скв. 364) перерыв охватывает сеноман — нижнюю часть коньякского яруса и фиксируется в разрезе фацией растворения, практически лишенной карбонатной микрофауны и микрофлоры. В скв. 361, пробуренной в Капской котловине вблизи южного окончания Африки, фация растворения отвечает альб-кампанскому интервалу.

В Индийском океане, как и в Южной Атлантике, перерыв на границе нижнего и верхнего мела отмечен и в западной и в восточной частях. Здесь он также имеет разную продолжительность и фиксируется в разрезах либо отсутствием отложений того или иного стратиграфического интервала в пределах сеноманского — сантонского ярусов, либо фациями растворения.

Хотя данный перерыв имеет разную продолжительность в различных районах южного полушария, его нижняя граница повсеместно, за редкими исключениями, характеризуется синхронностью, что позволяет предполагать одну общую причину, которой он обязан своим возникновением. Такой причиной перерыва, независимо от того, в какой форме он проявляется, обычно является смена системы циркуляции водных масс, которой предшествует тектоническая перестройка дна бассейна и прилегающей суши.

Как известно, фации растворения накапливаются ниже уровня карбонатной компенсации, т. е. ниже того уровня, где растворение карбоната кальция уравнивается его поступлением. Этот уровень не остается постоянным во времени и может переме-

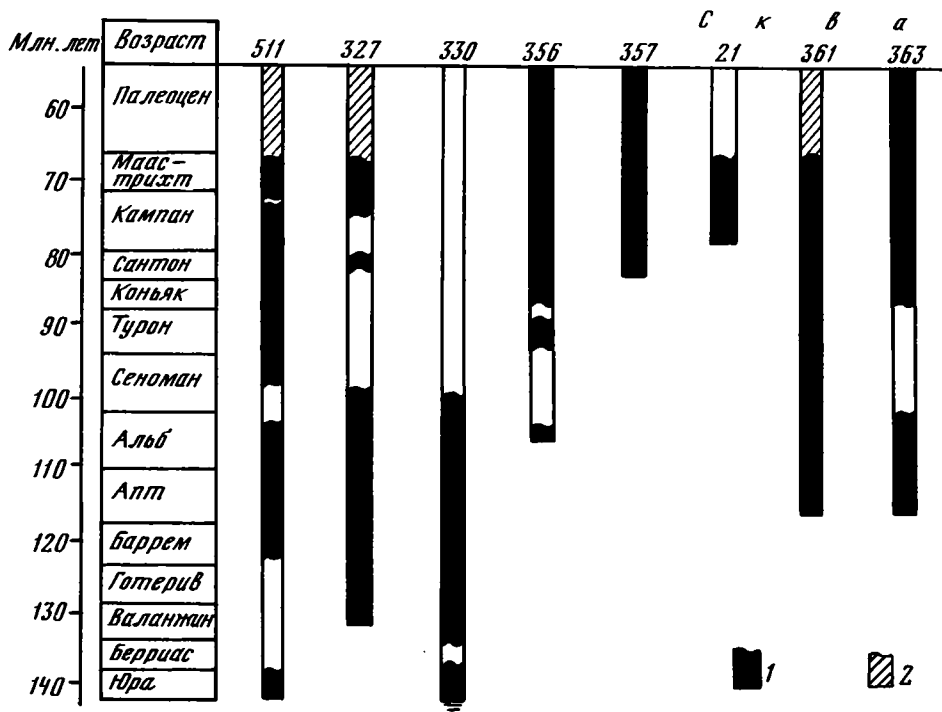


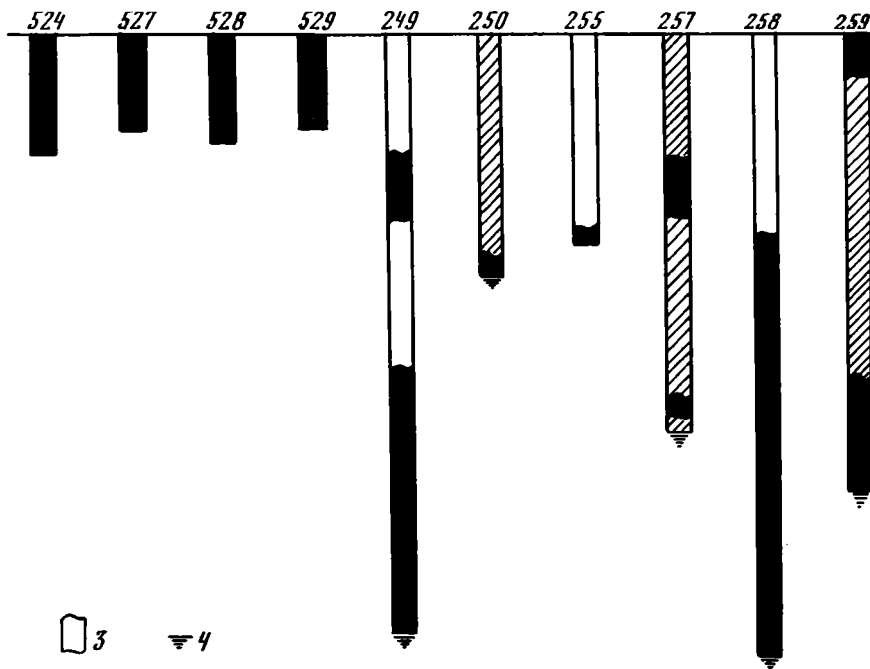
Рис. 23. Перерывы в осадконакоплении (или периоды накопления фаций растворения) в верхнеюрских—меловых отложениях высоких широт южного полушария
 1 — периоды накопления осадков выше уровня карбонатной компенсации; 2 — периоды накопления фаций растворения; 3 — перерывы в осадконакоплении; 4 — скважины, достигшие фундамента
 Абсолютная шкала по Дж. ван-Хинте [van Hinte, 1976]

щаться ниже или выше в зависимости от изменений в океанической циркуляции, климата, продуктивности планктона в поверхностном слое, а также скорости осадконакопления. Все эти факторы находятся в тесной связи с тектоническим планом того или иного региона и меняются при его перестройке.

К началу позднего мела в Атлантическом и Индийском океанах происходил ряд тектонических событий, которые привели к изменению соотношений материков и в конечном итоге к смене режима циркуляции водных масс в этих бассейнах. К этому времени, как уже отмечалось, произошло отделение Фолклендского плато от южного окончания Африканского континента и установился свободный водообмен Южно-Атлантического бассейна с Индийским океаном (см. рис. 18, В, Г, рис. 21). Одновременно с этим на границе раннего и позднего мела происходило резкое ускорение процесса океанического погружения в Южной Атлантике, в результате чего глубины в пределах Фолклендского плато увеличились с шельфовых в апт-альбское время до батимальных (1500—2000 м) в позднем сеномане (см. рис. 22). По оценкам некоторых исследователей, скорость спрединга в Южной Атлантике на рубеже 108 млн. лет, т. е. в альбское время, возросла от 1,6 см/год [Larson, Ladd, 1973; Larson, Hilde, 1975] до 4,6 см/год [Dalziel et al., 1977]. Такое увеличение скорости спрединга и могло явиться причиной ускорения океанического погружения в этом регионе.

Вероятно, в это же время происходило разделение Южной Америки и Африки в экваториальной области, что привело к проникновению тетических вод на юг, в Ангольскую котловину, а вместе с ними таких тепловодных элементов, как *Rotalipora arpeppinica*, которая впервые встречена в сеноманских отложениях скв. 365.

Существуют также свидетельства, что к этому моменту приурочено раскрытие морей Уэдделла и Скотия и образование разрыва между Андами Южной Америки и



структурами Антарктического полуострова, так называемыми Антарктандами [Dalziel, Cortes, 1972; Luyendyk, 1974].

В альбе — сеномане продолжается раскрытие Индийского океана, которое началось еще в валанжинское время (см. рис. 21). Отделение Мадагаскара и Индии, которые составляли единый блок, от Африки привело к раскрытию западной части Индийского океана и, возможно, к проникновению сюда вдоль Восточно-Африканского побережья теплых тетических вод. Одновременно имело место окончательное отделение Индии от Антарктиды и Западной Австралии, и с этого времени вдоль всей западной окраины Австралийского континента существуют океанические условия с преобладающим направлением течений с юга на север [Veevers, Heirtzler, 1974]. Накопление морских мелководных осадков в бассейне Юкла в Южной Австралии связано, вероятно, с началом рифтинга между Австралией и Антарктидой [Veevers, Heirtzler, 1974; Sliter, 1977b].

Следы тектонической перестройки в южном полушарии обнаруживаются также в прибрежных районах Южной Америки, Африки и Австралии. В разрезах осадочных бассейнов вдоль Бразильского побережья Южной Америки и западного побережья Африки на границе нижнего и верхнего мела наблюдается стратиграфическое несогласие, которое обычно предшествует трансгрессивному циклу осадконакопления [Astmus, Ponte, 1973; Franks, Nairn, 1973].

В восточных частях окраинных бассейнов Аргентинского побережья (Саладо, Колорадо, Сан-Хорхе) переходные нижнемеловые — верхнемеловые отложения, представленные континентальными, частично озерными фациями с пирокластическим материалом, обычно сменяются вверх по разрезу морскими осадочными образованиями [Urien, Zambrano, 1973]. Подобная стратиграфическая ситуация наблюдается и на юго-восточном окончании Африканского континента, где в сеноман-кампанском интервале отмечено несколько несогласий и последующих трансгрессивных циклов [Lambert, 1971; Sigal, 1974], и на Мадагаскаре, где этот интервал характеризуется периодической сменой морских и континентальных условий [Sigal, 1974].

Таким образом, в результате тектонической перестройки в южном полушарии к

началу позднего мела размеры Южного океана значительно увеличились. Сформировалась принципиально новая система циркуляции водных масс, которая находилась под влиянием, с одной стороны, усилившегося притока тетических вод, а с другой — начавшегося к этому времени притока тихоокеанских вод, которые могли проникать в Южную Атлантику либо через Антарктический полуостров, либо через пролив между Западной и Восточной Антарктидой (см. рис. 21). Все это привело к усилению циркуляции придонных вод и, как результат, к перерыву в осадконакоплении или к размыву уже накопившихся осадков во многих районах южного полушария,

Накопление фаций растворения, представленных обычно бескарбонатными глубоко-водными цеолитовыми глинами незначительной мощности, которыми отмечен во многих скважинах Южного океана перерыв, также является следствием изменений в системе циркуляции поверхностных и придонных вод на границе раннего и позднего мела. Широкий водообмен Южного океана с другими бассейнами мог положить начало формированию кругового поверхностного течения, которое огибало по часовой стрелке Австрало-Антарктический материк и окончательно сформировалось в течение позднего мела. Зарождение пра-Циркумантарктического течения неизбежно приводило к термической изоляции Антарктиды и понижению температуры в южных частях всех океанов, что, в свою очередь, могло неблагоприятно сказаться на развитии карбонатного планктона в поверхностных водах, продуктивность которого в холодноводных условиях резко упала. При низкой продуктивности карбонатного планктона количество карбонатного материала, поступавшего в придонные слои воды, где происходит его интенсивное растворение, резко сократилось. Уровень карбонатной компенсации поднялся к меньшим глубинам, а на дне накапливались бескарбонатные глины, содержащие обычно лишь агглютинированные и реже резистентные секретионные раковины бентосных фораминифер.

Позднемеловой период практически повсеместно в высоких широтах южного полушария характеризуется пелагическим осадконакоплением в условиях открытого хорошо аэрируемого океанического бассейна.

В юго-западной части Южной Атлантики в пределах Фолклендского плато на границе раннего и позднего мела происходит резкое ускорение процесса океанического погружения, которое привело к значительному увеличению глубин бассейна (см. рис. 22). Если в позднем альбе его глубина была не более 100—400 м и дно было заселено мелководными крупными агглютинированными и секретионными бентосными фораминиферами [Sliter, 1977b; Basov, Krasheninnikov, 1983], то уже в раннем сеномане среди бентосных фораминифер преобладали относительно глубоководные виды гавелинел и гиридин, сопровождаемых представителями агглютинированных *Glomospira* и *Glomospirella* [Sliter, 1977b]. В верхнесеноманских фациях растворения (скв. 511) встречен обедненный комплекс бентосных фораминифер, состоящий почти исключительно из агглютинированных видов: *Rhabdammina* sp., *Ammodiscus cretaceus*, *Glomospira* согопа, *G. gordialis*. Редкие секретионные раковины имеют плохую сохранность и несут на себе следы интенсивного растворения. Все это указывает на увеличение глубин бассейна до 1500—2000 м и на высокое стояние уровня карбонатной компенсации [Basov, Krasheninnikov, 1983].

В течение позднего мела в пределах Фолклендского плато накопилась толща пелагических осадков, мощность которой по простиранию непостоянна. Она менялась даже на небольших расстояниях, поскольку плато географически располагалось на стыке холодного и теплого течений. Неоднократная миграция течения могла не только быть причиной эрозии осадков, но и вызывать колебания уровня карбонатной компенсации и периодическую смену характера осадконакопления.

Накопление фаций растворения, начавшееся в позднем сеномане и свидетельствовавшее о высоком стоянии уровня карбонатной компенсации, продолжалось в туронское, коньякское, сантонское, ранне- и позднекампанское время (см. рис. 13). Если в течение турона уровень карбонатной компенсации отличался стабильностью и осадконакопление происходило значительно ниже его, то в коньякско-сантонский интервал отмечаются постепенное понижение уровня и незначительные по амплитуде колебания. Они находят отражение в чередовании осадков с агглютинированными бентосными фораминифе-

рами (*Hyperammina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*), аналоги которых в настоящее время обитают на нижебатиальных и абиссальных глубинах океанов [Сайдова, 1975, 1976], и осадков преимущественно с резистентными секреторными формами (*Globorotalites*, *Valvulineria*, *Allomorphina*, *Pleurostomella*, *Bandyella*, *Praebulimina*), характерными для нижебатиальных глубин. Присутствие в последних, иногда в большом количестве, нодозариид (*Lenticulina*, *Dentalina*, *Marginulina*), возможно, указывает на меньшие глубины осадконакопления, однако их переотложения нельзя полностью исключить. Макрофауна (иноцерамы и другие пелелиподы, одиночные кораллы) из отложений в скв. 511, по заключению Ю. Елецкого [Jeletzky, 1983], также свидетельствует о батиальных условиях осадконакопления и о возможном их переотложении с меньших глубин.

Хотя бентосные фораминиферы в отдельных слоях турон-сантонских отложений представлены абиссальными видами, глубина бассейна в течение этого интервала вряд ли превышала 2000—2500 м. Приблизительно на этих же глубинах располагался и уровень карбонатной компенсации.

Т. ван Андел с соавторами [van Andel et al., 1977] проанализировали распределение карбонатных осадков в скважинах глубоководного бурения и построили кривую колебания уровня карбонатной компенсации в Атлантическом океане в течение мезозоя и кайнозоя. Согласно этим данным в Южной Атлантике в начале позднемелового периода (90—85 млн. лет назад) уровень располагался на глубине около 3000 м. В высоких широтах Южно-Атлантического бассейна он находился, вероятно, на меньших глубинах. К тому же эти авторы отмечают, что карбонатные осадки в скв. 361 (Капская котловина), где ими определено положение уровня карбонатной компенсации 100 млн. лет назад, могли быть перемещены с меньших глубин. В этом случае их оценка глубины уровня карбонатной компенсации на границе раннего и позднего мела (около 2900 м) является завышенной.

Накопление осадков ниже уровня карбонатной компенсации или вблизи него продолжалось на Фолклендском плато даже в начале кампанского века. Разрез нижнекампанских отложений в скв. 511 представлен фациями растворения — цеолитовыми бескарбонатными глинами со специфическими глубоководными агглютинированными бентосными фораминиферами и обедненным комплексом резистентных секреторных форм (см. рис. 13).

В середине кампанского интервала положение уровня карбонатной компенсации становится более или менее стабильным, и осадконакопление на Фолклендском плато происходит выше этого уровня. В конце кампанского века осадки накапливались на глубинах, где могли обитать только наиболее устойчивые к растворению виды бентосных фораминифер с известковой раковиной. На рубеже кампана и маастрихта уровень карбонатной компенсации понизился, и в течение этого интервала на Фолклендском плато накопилась толща высококарбонатного нанно-фораминиферового писчего мела с богатой фауной планктонных и бентосных фораминифер. Вершина плато в конце позднего мела находилась, скорее всего, на глубинах, сопоставимых с современными.

В юго-восточной части Атлантического океана в течение позднего мела осадконакопление проходило в условиях открытого океанического бассейна с резким уменьшением терригенной составляющей. В Капской котловине стагнантные условия, которые здесь имели место в раннем мелу, прекратили свое существование в позднем альбе. В Ангольской котловине они продолжали существовать периодически вплоть до конца турона. Это означает, что Китовый хребет в первой половине позднего мела продолжал служить барьером между этими впадинами. В разрезе скв. 364 в Ангольской котловине чередуются черные глины и известняки, отлагавшиеся в периоды оксигенизации бассейна. Последнее указывает на периодический приток вод, богатых растворенным кислородом, — либо с юга через проливы в Китовом хребте из Капской котловины, в которой уже существовали нормальные океанические условия, либо с севера из Тетиса, вероятно, через пролив между Экваториальной Африкой и Южной Америкой.

Влияние тетических вод в юго-восточной части Атлантического океана, которое впервые отмечено появлением в сеномане Ангольской котловины редких тепловодных *Rotaliroa arrepnina*, на протяжении позднего мела постепенно усиливалось. Оно свидетель-

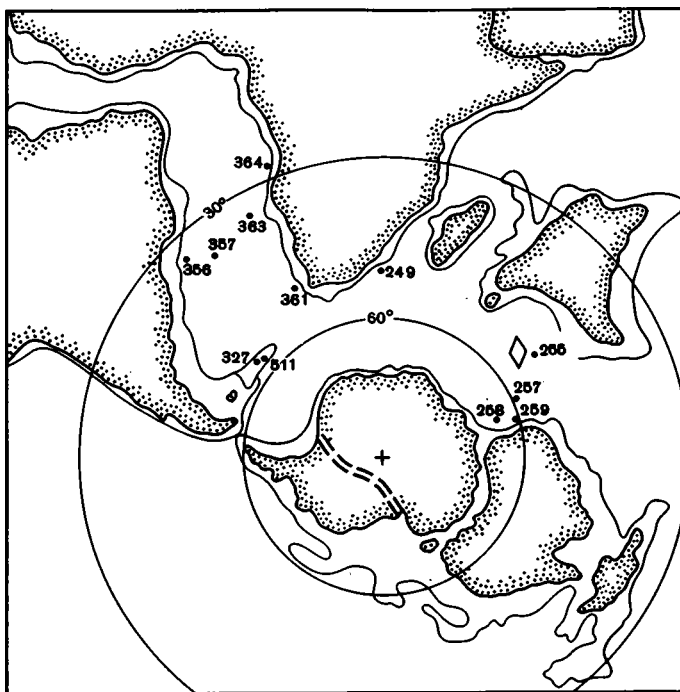


Рис. 24. Палеорекострукция южного полушария для позднемелового (позднесантонского—раннекампанского) времени (80 млн. лет назад) по Э. Бэррону с соавторами [Barro et al., 1971] Условные обозначения см. на рис. 19

ствует об установлении постоянной связи Южной Атлантики с Тетисом. В отложениях коньякского яруса Ангольской котловины наряду с холодноводными австральными планктонными фораминиферами (*Whiteinella baltica*, *W. bornholmensis*, *W. archaeocretacea*) встречаются также и тепловодные формы Тетиса (*Globotruncana sigali*, *G. imbricata*, *G. sinuosa*, *G. primitiva*, *G. renzi*, *G. coronata*, *G. pseudolinneiana*). Они являются показателем сильного и продолжительного влияния на этот район тетических вод [Bolli, Ryan et al., 1978]. Широкий водообмен Южной Атлантики с Северной Атлантикой и Тетисом установился, вероятно, во второй половине позднего мела, что привело к взрыву пелагической жизни и к резкому увеличению биопродуктивности карбонатного планктона в Южной Атлантике и, как следствие, накоплению нanno-фораминиферового писчего мела в кампанское и маастрихтское время (рис. 24, 25; см. рис. 18, Д, Е).

Как и в юго-западной части Атлантики, в течение позднего мела здесь заметны колебания уровня карбонатной компенсации. Они, вероятно, были часто синхронны. Периоды высокого стояния уровня карбонатной компенсации в Юго-Восточной Атлантике отмечены в туроне и в сантон-кампанском интервале, когда на Китовом хребте и в Ангольской котловине имело место сильное растворение раковин планктонных фораминифер. В коньякском веке в котловине осадконакопление происходило выше глубины карбонатной компенсации, о чем свидетельствует хорошая сохранность планктонных фораминифер, их значительное видовое разнообразие и состав; в то же время на Китовом хребте осадки, представленные фациями растворения и лишенные планктонных фораминифер, накапливались ниже этого уровня. Такое разное положение уровня карбонатной компенсации во впадине и на хребте связано, по всей вероятности, с разным гидрохимическим режимом в придонном слое, и прежде всего, с влиянием холодных агрессивных вод, проникавших в район хребта с юга.

Сходные океанические условия существовали в течение позднего мела в западной части Южной Атлантики на возвышенности Риу-Гранди, где после перерыва, охватив-

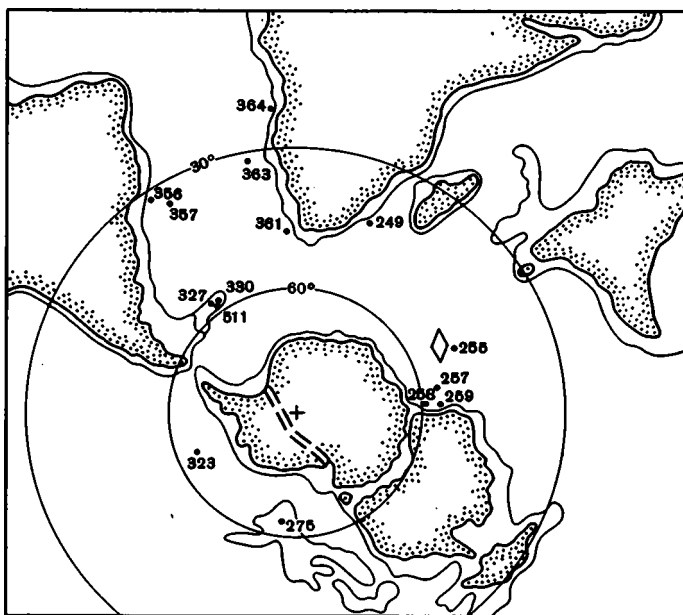


Рис. 25. Палеорекострукция южного полушария для маастрихтского—раннепалеоценового времени (60—70 млн. лет назад) по Э. Бэррону с соавторами [Barron et al., 1981]

Условные обозначения см. на рис. 19

шего сеноман-коньякский интервал (см. рис. 23), накапливались карбонатные пелагические осадки с планктонными фораминиферами промежуточной (субтропической) биогеографической провинции, несущими на себе отпечаток сильного влияния тетических вод [Premoli Silva, Voerma, 1977].

В Индийском океане в течение позднего мела продолжался процесс его расширения с дальнейшим отделением Африки от Антарктиды, а также Африки от Мадагаскара, который вплоть до коньякского времени составлял единый блок с п-овом Индостан. Во второй половине позднего мела произошло их разделение и раскрытие центральной части Индийского океана [Luyendyk, 1974]. В середине позднего мела, вероятно, разделились хребты Кергелен и Броукен в процессе рифтинга в районе Австрало-Антарктического поднятия (см. рис. 24, 25). В результате эти два хребта с одинаковыми комплексами планктонных фораминифер верхнего мела оказались удаленными один от другого на огромное расстояние. Плато Кергелен характеризуется слишком «тепловодным» набором планктонных фораминифер для столь высоких современных широт (56° ю. ш.). Хребет Броукен отличается слишком «холодноводным» комплексом верхнемеловой микрофауны для столь низких современных широт (31° ю. ш.). Причем сеноман-туронские планктонные фораминиферы плато Кергелен более тепловодны, чем синхронная микрофауна плато Натуралистов (33° ю. ш.). Прекрасный пример «разорванности» меловых климатических поясов в результате горизонтальных перемещений литосферных плит!

Австралия и Антарктида в течение всего позднемелового времени оставались единым материком, ограждая Индийский океан с юго-востока (см. рис. 24, 25). Спрединг между ними начался приблизительно 55 млн. лет назад, когда Австралия отделилась от Антарктиды и начала перемещаться в северном направлении к ее современному положению [Weissel, Hayes, 1972]. Тем не менее связь между юго-восточной частью Индийского океана и юго-западной частью Тихого океана в это время уже могла существовать. Мелководный пролив, возможно, допускал обмен поверхностными водами, но препятствовал глубинной циркуляции и формированию глубинного течения, подобного современному Циркумантарктическому. По мнению Дж. Виверса и Дж. Хейртцлера [Veevers, Heirtzler, 1974], мелководное море на границе между Австралией и Антаркти-

дой, следы которого в виде морских мелководных осадков обнаруживаются в бассейнах Юкла и Большом Артезианском в Австралии [Scheibnerova, 1971a,b], могло проникать в восточном направлении до Тихого океана. Это должно было привести к значительным изменениям в системе циркуляции водных масс. Течение Западных Ветров могло проходить вдоль этого канала, тогда как теплые северные течения могли проникать в южном направлении и омывать Западно-Австралийскую окраину. В результате, начиная с сантона, карбонатные осадки с промежуточной (субтропической) фауной планктонных фораминифер и примесью тетических элементов накапливались вдоль северной и северо-западной континентальных окраин Австралии. Карбонатонакопление здесь продолжалось до маастрихта, одновременно являясь источником сноса турбидитными потоками карбонатного материала на прилегающую абиссальную равнину [Veevers, Heirtzler, 1974].

Накопление карбонатных осадков в поздне меловое время происходило также в пределах хребтов Кергелен и Броукен, которые до середины позднего мела представляли собой единый блок, разделившийся впоследствии в результате заложения спрединговой зоны Австрало-Антарктического поднятия.

На большей же части акватории Индийского океана в течение позднего мела накапливались глубоководные пелагические осадки. На абиссальных равнинах Западно-Австралийской и Мозамбикской котловин (скв. 250, 256, 257, 259, 260, 263) верхнемеловые отложения представлены глубоководными бескарбонатными, часто цеолитовыми глинами, лишенными планктонных фораминифер.

В высоких широтах юго-западной части Тихого океана верхнемеловые осадки накапливались на плато Кэмпбелл, где они вскрыты скв. 275 [Kennett, Houtz et al., 1974]. В начале позднего кампана здесь в небольших впадинах, образованных понижениями в акустическом фундаменте, отлагались преимущественно терригенные осадки, которые вверх по разрезу сменяются кампан-маастрихтскими радиоляриево-диатомовыми илами. Разрез демонстрирует смену осадконакопления в условиях полузамкнутого бассейна открыто-океаническим, которое установилось на юго-восточной окраине плато Кэмпбелл в конце позднего мела [Andrews et al., 1974].

Накопление океанических осадков на плато стало возможным после его отделения от Антарктиды, которое началось около 80 млн. лет назад [Christoffel, Falconer, 1972]. Одновременно происходило отделение Новой Зеландии (вместе с плато Кэмпбелл) от Австралии с образованием бассейна Тасманова моря [Hayes, Ringis, 1973]. Это означает, что плато Кэмпбелл в конце поздне мелового периода географически находилось намного южнее его сегодняшнего положения, что нашло свое отражение в составе микрофауны. Видовое разнообразие радиолярий в поздне меловых отложениях плато Кэмпбелл, которые обладают значительным таксономическим сходством с одно-возрастным комплексом из Калифорнии, более чем вдвое ниже по сравнению с последним и содержит виды, обычно обильные в высоких широтах и редкие в низкоширотных районах [Pessagno, 1974]. Характер осадков (кремнистые радиоляриево-диатомовые илы) и отсутствие в них карбонатных микрофоссилий, несмотря на относительно небольшие глубины плато, также указывают на холодноводные условия и высокое стояние уровня карбонатной компенсации в поздне меловое время, как это свойственно современным высоким широтам.

Граница мезозоя и кайнозоя в высоких широтах южного полушария отмечена во многих скважинах глубоководного бурения крупным перерывом (см. рис. 23). Как и перерыв на границе раннего и позднего мела, он выражен в зависимости от географического положения скважины, глубины и палеоокеанологической обстановки либо размывом накопившихся ранее отложений и отсутствием в разрезе тех или иных стратиграфических подразделений, либо резким уменьшением скоростей осадконакопления, либо фациями растворения.

Влияние океанологической обстановки на характер перерыва демонстрируют разрезы скважин, пробуренных в пределах Фолклендского плато на западном склоне банки Мориса Юинга, в которых, несмотря на их близкое расположение, его продолжительность меняется от скважины к скважине (см. рис. 9). Наибольшую продолжительность

перерыв имеет в скважинах у основания склона банки Мориса Юинга. В скважинах выше по склону его продолжительность сокращается соответственно уменьшению глубины. Такое увеличение вниз по склону продолжительности перерыва или времени накопления фаций растворения, вероятно, является результатом постепенного ослабления придонного течения, которое омывало в то время район банки Мориса Юинга, проникая сюда с запада, или его постепенного отступления на большие глубины.

Это течение могло проникать в пределы Фолклендского плато из Тихого океана через пролив между Западной и Восточной Антарктидой, о чем говорилось выше. Однако не исключено, что такой пролив существовал между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом. П. Баркер с соавторами [Barker et al., 1977] отмечали, что задолго до раскрытия пролива Дрейка на его месте могло существовать мелководное сообщение между Тихим и Атлантическим океанами. Ширина этого пролива, по их оценкам, могла быть менее 50 км, а глубина достигать 1000 м. Через этот пролив тихоокеанские воды проникали в Южную Атлантику и приводили к прекращению осадконакопления или к эрозии донных отложений. Почти полное отсутствие палеогеновых отложений в скв. 323, пробуренной в 35-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» в море Беллинсгаузена к западу от пролива Дрейка, также может быть обусловлено существованием западного течения, устремлявшегося из Тихого океана в этот пролив [Weaver et al., 1976].

ПЕРИОДЫ СТАГНАЦИИ И НАКОПЛЕНИЕ ЧЕРНЫХ ГЛИН В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОМ АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

Изучение мезозойских отложений в скважинах глубоководного бурения, позволившее восстановить историю осадконакопления в океанах в течение этого периода, свидетельствует о длительной и сложной эволюции гидрологического и гидрохимического режима этих акваторий. Формирование системы циркуляции водных масс в каждом океане имеет отличительные черты, обусловленные разной тектонической историей этих бассейнов. Наибольшим своеобразием характеризуется история возникновения и эволюции системы циркуляции в Атлантическом океане. Это своеобразие заключается прежде всего в том, что в позднюрское время и в течение большей части мелового периода на огромных пространствах как южной, так и северной его области в придонных водах развивались особые условия, способствовавшие накоплению специфических осадков, которые известны под названием черные глины (black shales).

Что же представляют собой эти отложения и в каких условиях происходило их накопление? Сейчас, когда эти образования встречены и изучены во многих скважинах глубоководного бурения в различных районах Мирового океана, а также на континентах, стало ясно, что их формирование происходило в разных литолого-фациальных и гидрологических обстановках. Тем не менее вне зависимости от местонахождения и возраста они обладают рядом общих черт.

1. Независимо от их литологического состава они имеют темную, часто черную окраску. Иногда они могут быть окрашены в темно-зеленые или темно-синие тона.

2. Повсеместно глины характеризуются высоким содержанием органического вещества либо морского, либо наземного происхождения; часто оно может быть смешанного состава.

3. В разрезах черных глин часто присутствуют прослои и линзы (мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) и разного размера конкреции и желваки пирита, барита и сидерита.

4. Эти отложения обычно характеризуются очень мелкой гранулометрической размерностью и обладают тонкой, часто ритмичной слоистостью, обусловленной чередованием темных и более светлоокрашенных прослоев.

5. Как правило, они лишены следов биотурбации и ископаемых остатков донной фауны; часто в них отсутствуют также и остатки nektonных и планктонных организмов.

Несмотря на перечисленные выше общие признаки, отложения, объединяемые в литературе под названием черные глины, чрезвычайно разнообразны по своему облику, литологическому составу и характеру взаимоотношений слагающих их пород и компонентов, на которые оказывают влияние многие факторы осадконакопления: глубина и размеры бассейна, удаленность района их накопления от источника сноса, интенсивность эрозии и характер размываемых отложений на прилегающей суше, развитие растительности в ее пределах, биологическая продуктивность зоо- и фитопланктона в поверхностных водах и др.

Независимо от степени их сходства или различия все эти отложения объединяет то, что их накопление происходило в восстановительных условиях, т. е. в условиях острого дефицита растворенного кислорода или его полного отсутствия в придонном слое воды. В современных бассейнах подобные отложения образуются либо в замкнутых морях с ограниченной циркуляцией водных масс, что приводит к формированию стабильной стратификации водного столба, либо в открытом океане в тех районах, где слой кислородного минимума, образовавшийся в результате различных региональных причин, пересекается с дном под водами с высокой продуктивностью зоо- и фитопланктона.

Пример бассейна с ограниченной циркуляцией — Черное и Балтийское моря, где из-за слабого перемешивания вод по вертикали, высокой биологической продуктивности в поверхностных водах и поступления больших масс органического вещества с окружающей суши весь кислород в придонных водах расходуется на окисление поступающего на дно органического вещества и в придонном слое развивается сероводородное заражение, которое препятствует как дальнейшему разложению органического вещества, так и развитию донной жизни (рис. 26,А).

Примером районов накопления богатых органическим веществом осадков в зоне регионального кислородного минимума в настоящее время являются западные побережья Северной и Южной Америки, Африки и п-ова Индостан, где в результате постоянного апвеллинга происходит обогащение поверхностных вод биогенными элементами и биологическая продуктивность в них достигает огромных значений. Зоо- и фитопланктон при отмирании в больших количествах поступает на дно (обычно это континентальный склон), и значительная часть его захороняется в осадках. При этом накопление отложений, обогащенных органическим веществом, происходит только в зоне кислородного минимума, которая в настоящее время располагается обычно на глубинах между 150—200 (иногда менее) и 1500—2000 м. Ниже этого уровня вновь наблюдается окисленный слой осадков с пониженным содержанием органического вещества, большая часть которого разлагается после осадения (см. рис. 26,Б).

Оба эти явления в настоящее время имеют весьма ограниченное распространение в пространстве. Можно было бы предполагать, что и в прошлые геологические эпохи они также были ограничены в пространстве и во времени. Однако уже первые скважины, вскрывшие мезозойские отложения в Северной Атлантике, показали, что условия, подобные наблюдаемым в бассейнах черноморского типа или в зонах кислородного минимума, в меловой период существовали в Атлантике на огромных пространствах и в течение длительного отрезка времени. С тех пор изучению черных глин, их составу, распространению и проблеме формирования уделялось много внимания.

В Северной Атлантике они вскрыты скважинами в 1,11, 13—15, 41, 43, 44, 47, 48-м рейсах б/с «Гломар Челленджер» [Ewing, Worzel et al., 1969; Hollister, Ewing et al., 1972; Ryan, Hsü et al., 1973; Hayes, Pimm et al., 1972; Edgar, Saunders et al., 1973; Lancelot, Seibold et al., 1978; Tucholke, Vogt et al., 1979; Benson, Sheridan et al., 1978; Sibuet, Ryan et al., 1979; Montadert, Roberts et al., 1979].

В Южной Атлантике черные глины встречены в 36-м [Barker, Dalziel et al., 1977], 39-м [Perch Nielsen, Supko et al., 1977], 40-м [Bolli, Ryan et al., 1978], 41-м [Lancelot, Seibold et al., 1978], 71-м [Ludwig, Krashennikov et al., 1983] и 75-м рейсах [Hay, Sibuet et al., 1982].

Тематика исследований, посвященных черным глинам, исключительно разнообразна. Принимая во внимание ведущее направление исследований, опубликованные работы можно сгруппировать по следующим крупным разделам.

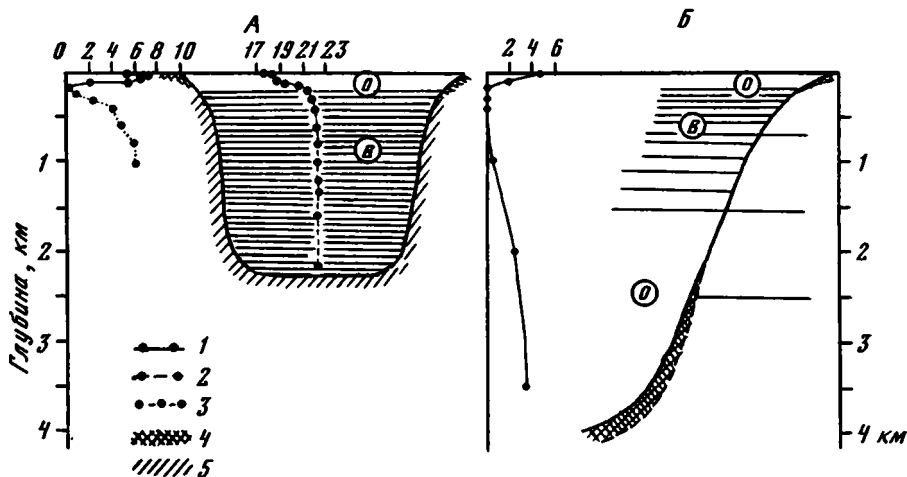


Рис. 26. Модели, демонстрирующие накопление восстановленных осадков [Tiede, van Andel, 1977]: А — в условиях тотального сероводородного заражения вод замкнутого бассейна на примере Черного моря; Б — в условиях развития слоя кислородного минимума на примере северной части Индийского океана

1 — содержание растворенного кислорода, мл/л; 2 — солесность, ‰; 3 — содержание сероводорода, мл/л; 4,5 — осадки: 4 — окисленные светлые, 5 — восстановленные темные. Буквы в кружках — условия: О — окислительные, В — восстановительные

Основной раздел посвящен литолого-фациальной характеристике черных глин, положению этих осадков в общем разрезе океанических отложений и изменению их фациального облика по простираанию [Bernoulli, 1972; Lancelot et al., 1972; Saunders et al., 1973; Thompson, 1976; van Andel et al., 1977; Dean et al., 1978; Gardner et al., 1978; Melguen, Sheridan et al., 1978; Arthur, 1979; Cornford, 1979; Tucholke, Vogt, 1979; Arthur, Premoli Silva, 1982; Parker et al., 1983; Arthur, Natland, 1978; de Graciansky et al., 1979; McCave, 1979; Müller, Suess, 1979; Jansa, Gardner et al., 1978; Jansa, Enos et al., 1979; Tourtelot, 1979; Chamley, Robert, 1982; Tissot et al., Басов и др., 1980].

Особое место занимают работы, в которых дается сравнительный анализ верхнеюрских и меловых отложений Атлантического океана и синхронных осадков из наземных разрезов Средиземноморья и Атлантического побережья Северной Америки с акцентом на фацию черных глин [Bernoulli, 1972; Bernoulli, Jenkyns, 1974; Arthur, 1979; Parker et al., 1983; Arthur, Premoli Silva, 1982; Jenkyns, 1980; Weissert et al., 1978; Jansa, Enos et al., 1979; Басов и др., 1980].

Большое внимание уделено палеонтологической характеристике как самих черных глин, так и заключенных в этих образованиях карбонатных прослоев. Широкое освещение получили разные группы фауны и флоры: аммониты, белемниты, пелециподы, планктонные и бентосные фораминиферы, радиолярии, кальцисферулиды, наннопланктон, динофлагелляты, спорово-пыльцевые комплексы [Luterbacher, 1972; Kuznetsova, Seibold, 1978; Renz, 1972, 1978; Krashennnikov, Pflaumann, 1978; Habib, 1972, 1979; Pflaumann, Krashennnikov, 1978a, b; Kotova, 1978, 1983; Wise, 1983; Jeletzky, 1983; Krashennnikov, Басов, 1983; Hess, 1972; Крашенинников, 1978; Басов, 1980].

Именно сочетание данных о минеральном составе осадков и палеоэкологических особенностях остатков фауны и флоры позволяет подойти к познанию условий накопления черных глин, а также подстилающих и покрывающих отложений. Физико-химические условия формирования черных глин и близких к ним осадков, обогащенных органическим веществом, модели происхождения отложений этого типа рассматриваются в целой серии работ [Saunders et al., 1973; Coplen, Schlanger, 1974; Arthur, 1976; Barker, Dalziel et al., 1977b; Schlanger, Jenkyns, 1976; Fisher, Arthur, 1977; Thiede, van Andel, 1977; Sigal et al., 1978; Natland, 1978; Dean et al., 1978; de Graciansky et al., 1979; Sheridan et al., 1978; Tucholke, Vogt, 1979; Einsele, von Rad, 1979; Cita, Grignani,

1982; Dean, Gardner, 1982; Habib, 1982; Thiede et al., 1982; Thierstein, 1979; Thierstein, Berger, 1978; Tissot et al., 1979; Weissert, 1981; Tourtelor, 1979; Chamley, Robert, 1982; Tissot, Demaison et al., 1980; Wilde, Berry, 1982].

Естественно, исключительно обширна литература, касающаяся собственно органического вещества черных глин, его состава, генезиса, степени термальной зрелости, а также содержания и состава различных углеводородов. Можно указать лишь наиболее важные публикации [von der Dick et al., 1983; Barker, Huang et al., 1977; Barker, Palmer et al., 1977; Boon et al., 1978; Cardoso et al., 1978; Claypool, Baysinger, 1978; Comet et al., 1981; Copelin, Larter, 1983; Cornford, 1979a,b; Cornford et al., 1978; de Boer, 1982; Deroo et al., 1978a,b, 1979a,b,c, 1983; Dow, 1977, 1978; Erdman, Schorno, 1977; 1978a,b, 1979a,b; Hunt, 1978; Hunt, Whelan, 1977; Kendrick, 1979; Kendrick et al., 1978a,b, 1979a,b,c; Lange et al., 1977; McIver, Rogers, 1978; Mélières et al., 1981; Parker et al., 1983; Pearson, Dow, 1979; Kendrick et al., 1977; Schaefer et al., 1983; Sigal et al., 1978; Simoneit, 1977, 1978, 1979a,b, 1981; Simoneit, Mazurek, 1979; Stuermer, Simoneit, 1978; Summerhayes, 1981; Tissot et al., 1979; Simoneit, Stuermer, 1982; Timofeev, Bogolyubova, 1979; Боголюбова, Тимофеев, 1978; Данюшевская и др., 1980]. Необходимо подчеркнуть, что проблемой органического вещества черных глин занимались не только отдельные ученые, но и целые группы специалистов ФРГ, Франции, США, возглавляемые Д. Вельте, Б. Тиссо, Ж. Деру, Б. Симонейт.

Подобный интерес к органическому веществу черных глин вполне понятен. Многие исследователи справедливо видят в этих насыщенных органическим веществом породах первоисточник жидких углеводородов [Kendrick et al., 1978a,b,c, 1979a,b,c; Demaison, Moore, 1980; Tissot et al., 1974, 1980; Arthur, Schlanger, 1979; Bogolyubova, Timofeev, 1978].

Объем изъятых из биологического цикла органического углерода вследствие захоронения части органического вещества при накоплении черных глин на протяжении верхнеюрского, нижнемелового и отчасти верхнемелового времени был огромен. Проблема возможного воздействия на биосферу самого процесса этого изъятия анализируется У. Райаном и М. Читой [Ryan, Cita, 1977]. По мнению этих авторов, указанный отрезок геологического времени был более «каменноугольным», чем каменноугольная система палеозоя.

На современном этапе исследований результаты изучения черных глин как бы подытоживаются книгой «Природа и происхождение меловых, богатых органическим веществом фаций», изданной под редакцией С. Шлангера и Ч. Читы [Nature..., 1982]. В содержании книги хорошо виден комплексный подход к изучению проблемы черных глин и сапропелитов различного возраста. Тем не менее эта книга главным образом суммирует данные о черных глинах, уже изложенные в томах Проекта глубоководного бурения в океанах (и в некоторых других источниках). Этим хочется подчеркнуть, что в томах исследований б/с «Гломар Челленджер» проблема состава и генезиса черных глин нашла достаточно глубокое и всестороннее освещение, хотя некоторые вопросы еще заслуживают дальнейшего изучения.

Бурение на Фолклендском плато вскрыло толщу терригенно-пелагических отложений позднеюрско-неокомского возраста, богатых органическим веществом, формирование которых происходило в условиях, отличающихся от обстановки в других районах Атлантического океана, где были встречены подобные образования.

Для полноты характеристики этих отложений и понимания их генезиса мы рассмотрим вкратце все местонахождения черных глин и подобных им образований как в южной, так и в северной части Атлантического океана. Однако мы не ставим перед собой задачу досконального обзора всей многогранной проблемы черных глин.

В мезозойской истории Атлантического океана выделяется несколько главных периодов накопления фации черных глин и отложений, обогащенных органическим веществом (рис. 27).

1. Первый, наиболее древний период охватывает средне-позднеюрское время. Отложения этого периода с обильным органическим веществом вскрыты только в Южной Атлантике на Фолклендском плато скв. 330 и 511 [Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig, Krashennnikov et al., 1983].

В скв. 330 они представлены в нижней части разреза переслаивающимися темно-коричневыми алевритовыми глинами, глинистыми алевролитами и песчанистыми глинами с редкими прослоями глинистых известняков и песчаников. Отложения тонкослоистые, богатые органическим веществом, которое представлено обрывками высших растений и фрагментами древесины. В некоторых прослоях видны следы биотурбации. Выше по разрезу преобладают зеленовато-черные углистые сапропелевые аргиллиты с резким нефтяным запахом, в которых содержатся редкие тонкие (мощностью 5—20 см) прослои зеленовато-серых порцелланитов и микритовых известняков, состоящих исключительно из остатков водорослей рода *Wraarudosphaera*. Аргиллиты в этой части разреза обогащены органическим веществом (содержание органического углерода достигает 6%), большая часть которого представлена аморфным (сапропелевым) материалом морского происхождения с незначительной примесью растительных остатков наземного происхождения. В большом количестве присутствуют цеолиты и пирит. По всему разрезу встречаются обломки раковин пеллеципод родов *Inoceramus*, *Malayomaorica*, *Jeletzkiella*, роостры белемнитов и онихиты. Возраст этих отложений, определенный на основании находок макрофауны, средне?-позднеюрский.

В скв. 511, пробуренной на небольшом удалении от скв. 330, позднеюрские отложения также представлены черными массивными, тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями алевролитов с наннопланктоном. Содержание органического вещества в этих отложениях достигает 4,2% [Bode, 1983]. Они лишены следов биотурбации, за исключением отдельных слоев, и в большом количестве содержат пирит, слагающий тонкие (до 1—2 см) прослои и образующий конкреции диаметром в несколько сантиметров или выполняющий ходы илоедов. Также как и в скв. 330, здесь часты обломки пеллеципод и роостры белемнитов, изредка встречаются раковины аммонитов. Органическое вещество в юрских отложениях скв. 511 представлено главным образом сапропелевым материалом [von der Dick, 1983].

Р. Томпсон [Thompson, 1977] отмечает постепенное увеличение вверх по разрезу юрских отложений на Фолклендском плато содержания органического вещества (от 1 до 4,5%) и возрастание в нем доли сапропелевого материала морского происхождения. Увеличивается также количество и мощность прослоев известняка, сложенного остатками планктонных организмов. Одновременно в этом же направлении уменьшается количество терригенного материала. Аналогичное увеличение содержания органического вещества морского происхождения и количества карбонатных прослоев с параллельным уменьшением терригенного материала вверх по разрезу верхнеюрских отложений наблюдается и в скв. 511. Такое изменение соотношения терригенного и биогенного материала в позднеюрское время связано, вероятно, как с постепенным увеличением размеров Южно-Атлантического бассейна и уменьшением сноса с суши, так и с увеличением продуктивности планктона в поверхностных водах.

2. Второй период накопления черных глин в Атлантическом океане охватывает неокон-барремское время. Отложения черных глин этого периода в Южной Атлантике вскрыты скв. 327, 330 и 511 в пределах Фолклендского плато [Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig, Krashennnikov et al., 1983]. В Северной Атлантике они встречены вдоль восточного побережья США в скв. 5, 99, 101, 105, 387 и 391 [Ewing, Worzel et al., 1969; Hollister, Ewing et al., 1972; Tucholke, Vogt et al., 1979; Benson, Sheridan et al., 1978], у берегов Пиренейского полуострова в скв. 398 [Sibuet, Ryan et al., 1979] и у северо-западного и северного побережий Африки в скв. 367 и 370 [Lancelot Seibold et al., 1978]. Реконструкция Атлантического океана на этот период, его палеобатиметрия и положение скважин, вскрывших отложения, обогащенные органическим веществом и образовавшиеся в условиях дефицита растворенного в придонной воде кислорода, показаны на рис. 28.

На Фолклендском плато отложения черных глин неокон-барремского времени представлены, как и подстилающие их средне?-верхнеюрские образования, черными с зеленоватым оттенком тонкослоистыми сапропелевыми глинами и аргиллитами, обогащенными органическим веществом, содержание которого в скв. 330 достигает 6% [Cameron, 1977], а в скв. 511 — 3,7% [Bode, 1983]. Отложения часто тонкослоистые, лишенные следов биотурбации, с прожилками, линзочками и мелкими (до

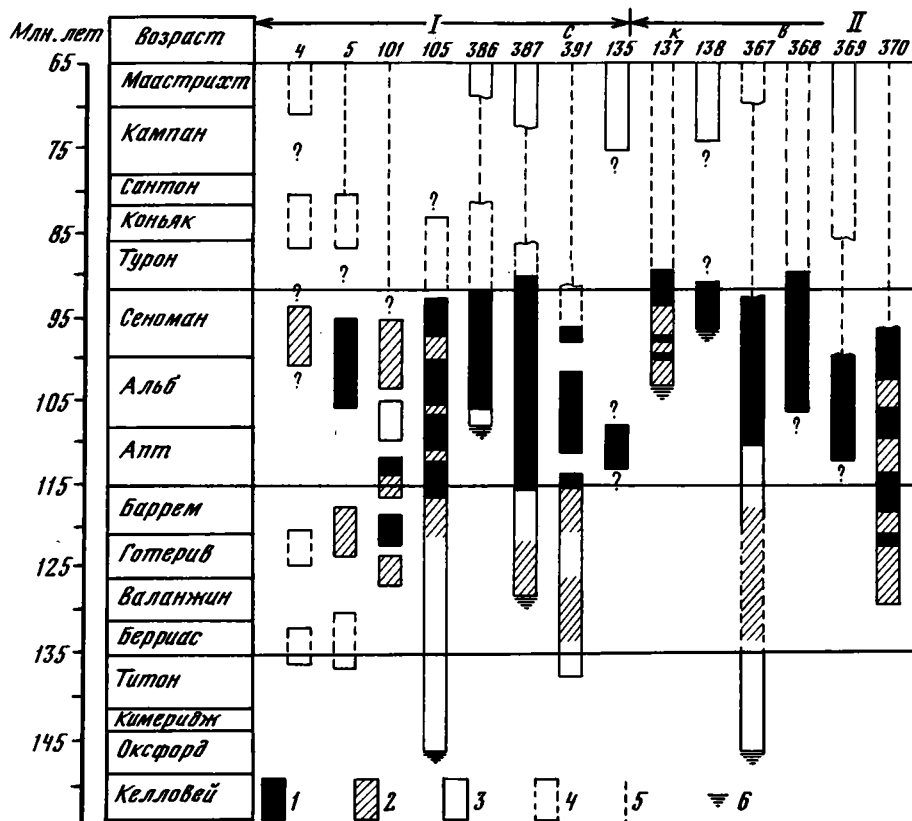


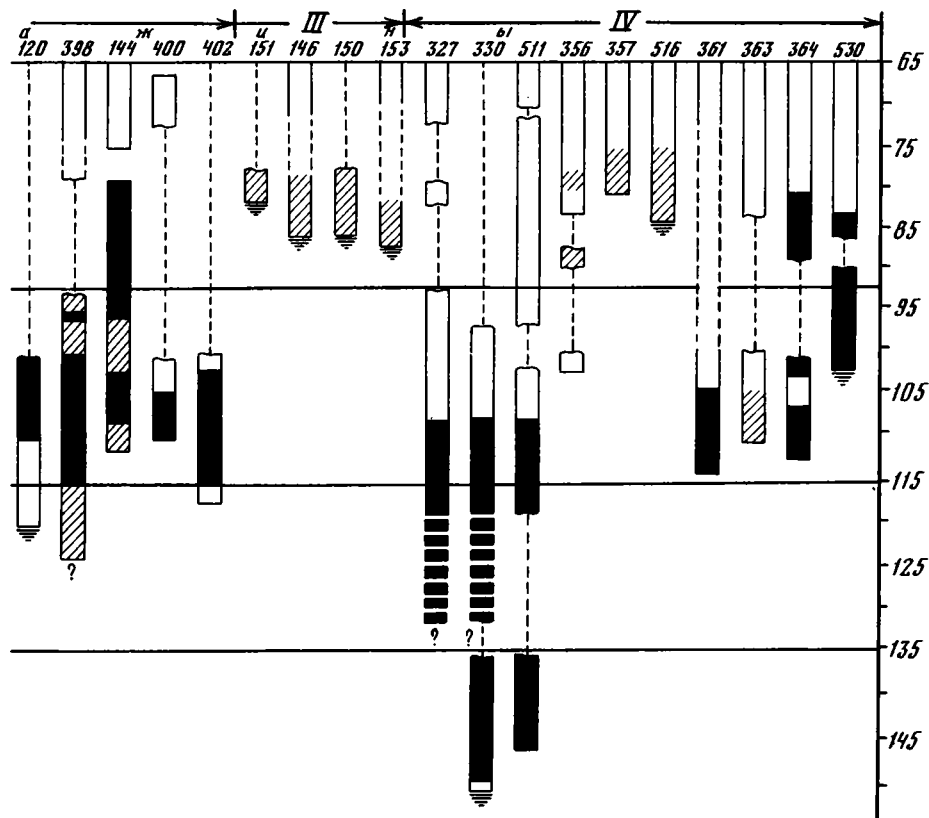
Рис. 27. Скважины, вскрывшие богатые органическим веществом отложения позднемезозойского возраста в Северо-Западной (I) и Северо-Восточной (II) Атлантике, Карибском бассейне (III) и Южной Атлантике (IV)

1—3 — осадки, накопившиеся в условиях: 1 — анаэробных восстановительных, 2 — слабо окислительных, 3 — окислительных; 4 — осадки, возраст которых определен условно; 5 — перерывы в осадко-накоплении; 6 — скважины, достигшие фундамента

0,5 см в диаметре) конкрециями пирита. Темноокрашенные прослои чередуются с более светлыми, в которых отмечаются следы биотурбации и повышенное содержание карбонатного материала. Переходы между темными, углеродистыми и более светлыми, известковистыми слоями довольно резкие. По всему разрезу наблюдаются ростры белемнитов и раковины пелеципод, а также их фрагменты. Возраст этих отложений на основании содержащихся в них макрофаунистических остатков [Jeletzky, 1983] и наннопланктона [Wise, 1983] в скв. 511 определен как баррем-аптский, а в скв. 327 и 330 — как неоком-аптский [Wise, Wind, 1977]. Палинологические данные также свидетельствуют о неоком-аптском возрасте этих отложений [Harris, 1977; Kotova, 1983].

По мнению Ю. А. Елецкого [Jeletzky, 1983], их накопление происходило в бассейне с глубинами от первых десятков до первых сотен метров. Большая часть органического вещества имеет морское происхождение [von der Dick et al., 1983], что свидетельствует о дальнейшем увеличении размеров бассейна и об уменьшении поставки терригенного материала с окружающей суши.

В Северной Атлантике отложения этого периода, обогащенные органическим веществом, вскрыты скважинами главным образом в ее западной части. Из пробуренных здесь многочисленных скважин пять (скв. 5, 101, 105, 387, 391) достигли отложений неокомского возраста. Все они расположены вдоль северо-восточного побережья



Северной Америки у подножия континентального склона на глубинах более 5000 м.

Толща отложений неоком-барремского возраста в нижней части сложена переслаивающимися пелитоморфными известняками и темными известковистыми глинами, выше постепенно переходящими в черные бескарбонатные глины, сланцеватые, горизонтально-тонкослоистые, с высоким содержанием органического углерода (до 3%), цеолитов и сидерита и с отдельными прослоями зеленовато-серых известковистых глин. Прослой черных бескарбонатных глин обычно лишены каких-либо ископаемых остатков планктонных и бентосных организмов и следов биотурбации. В прослоях карбонатных глин в основании толщи черных глин часто присутствуют раковины агглютированных бентосных фораминифер, планктонных фораминифер, остатки наннопланктона, динофлагеллят, радиолярий, рыб.

Отложения черных глин в западной части Северной Атлантики подстилаются пачкой преимущественно белых пелитоморфных известняков, состоящих главным образом из остатков наннопланктона.

В восточной части Северной Атлантики подобные отложения неоком-барремского возраста с высоким содержанием органического вещества встречены только в трех скважинах. Две из них (скв. 367 и 370) пробурены у северо-западного побережья Африки на глубинах соответственно 4748 и 4214 м и одна (скв. 398) — у западных берегов Пиренейского полуострова, примерно в 20 км к югу от подводной горы Виго на южном окончании банки Галисия (глубина 3890 м).

В скв. 367 эти отложения представлены переслаивающимися белыми и серыми пелитоморфными известняками и зеленовато-серыми мергелями с прослоями темных алевролитов и черных сланцеватых глин; последние чаще встречаются в верхней половине разреза. В средней части толщи наблюдаются стяжения темных кремней

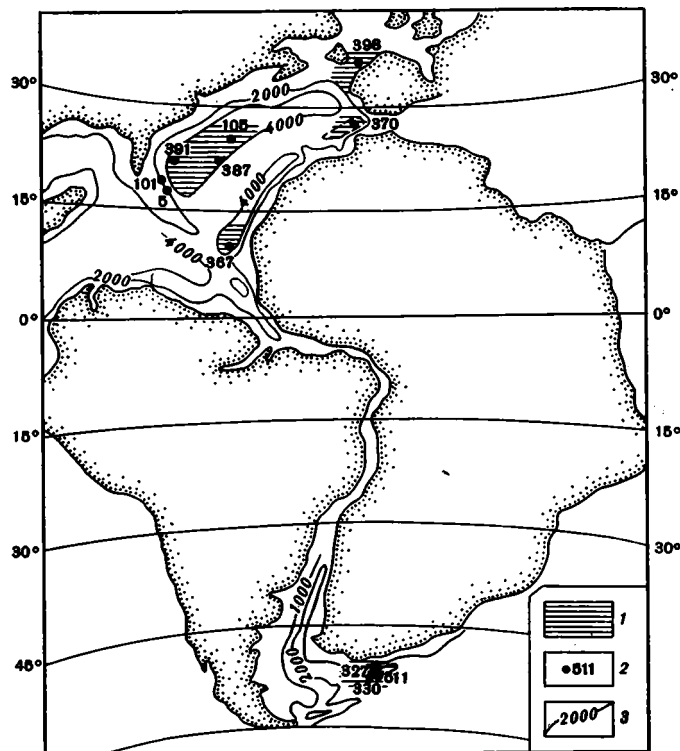


Рис. 28. Распространение в Атлантическом океане анаэробных и слабо окислительных условий в берриасе—барреме (уровень 125 млн. лет назад)

Условные обозначения к рис. 28—31

1 — анаэробные или слабо окислительные условия; 2 — скважины глубоководного бурения; 3 — изобаты, м

и порцелланитов. Бентосная фауна отсутствует, за исключением редких фораминифер. Содержание органического вещества в прослоях светлых известняков обычно менее 3%, а в прослоях темных мергелей составляет более 5%, достигая в отдельных образцах 33% [Dean et al., 1978]. Накопление этих отложений происходило в глубоководных батинальных условиях при сочетании пелагических и турбидитных компонентов [Jansa et al., 1979].

Неокомские отложения, вскрытые скв. 370 в Марокканской глубоководной котловине, сложены наннопланктонными мергелями, аргиллитами и алевролитами, в верхней части с прослоями песка и конгломератов. Накопление этих отложений происходило в пределах глубоководного конуса выноса, и по всему разрезу отмечается значительное разбавление их терригенным материалом [Gardner et al., 1977]. Тем не менее содержание органического вещества в них довольно заметное и колеблется от 1 до 6%.

В районе банки Галисия (скв. 398) отложения неокома представлены голубовато-белыми и белыми наннопланктонными известняками, содержащими в большом количестве радиолярии с прослоями тонкослоистых темно-серых, черных и зеленовато-серых аргиллитов или известковистых аргиллитов и турбидитных песчаников и алевролитов [Arthur, 1979; Basov et al., 1979; Басов и др., 1980]. В известняках иногда наблюдаются обломки раковин моллюсков, а также фораминиферы, радиолярии и наннопланктон. Большое количество органогенных известняков свидетельствует о высокой биологической продуктивности планктона в поверхностных водах.

Относительное содержание органического вещества, несмотря на значительное разбавление биогенным материалом, довольно высокое — 2—3%. Накопление этих

отложений происходило, вероятно, в условиях верхней части континентального склона вблизи дельтовой системы, которая периодически поставляла органическое вещество с прилегающей суши [Arthur, 1979; Basov et al., 1979; Habib, 1979, 1982].

В Средиземноморском Тетисе второму периоду накопления обогащенных органическим веществом отложений отвечает верхняя часть толщи известняков Майолика баррем-аптского возраста, широко распространенных в Южных Альпах, Умбрии, Тоскане и Лигурии [Bernoulli, 1972; Arthur, Premoli Silva, 1982]. Она сложена преимущественно серыми микритовыми, часто кремнистыми со следами биотурбации известняками с прослоями тонкослоистых, лишенных следов биотурбации черных глинистых сланцев мощностью до 10 см с содержанием органического углерода до 3—4%. Основная масса органического вещества представлена аморфным материалом морского происхождения. В кровле толщи во многих местонахождениях присутствуют крупные (до 10 см в диаметре) конкреции пирита и марказита. Накопление этих пелитических отложений происходило главным образом на относительно большой глубине в пределах континентального склона или в глубоководной части Тетиса на океанической коре в условиях низкого стояния уровня карбонатной компенсации и периодического обеднения придонного слоя воды растворенным кислородом [Arthur, Premoli Silva, 1982].

3. Третий период в истории развития Атлантического океана, когда в его пределах на обширных пространствах происходило накопление фаций черных глин, охватывает временной интервал от апта до сеномана. Отложения этого периода с обильным органическим веществом вскрыты скважинами глубоководного бурения в Северной и Южной Атлантике практически повсеместно.

В Южной Атлантике наиболее богатые органическим веществом отложения этого периода накопились на Фолклендском плато, где они имеют баррем-аптский возраст и установлены скв. 327, 330 и 511 [Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig, Krasheninnikov et al., 1983], в Капской впадине, где их возраст апт-альбский (скв. 361) [Bolli, Ryan et al., 1978], и в Ангольской впадине, где они пройдены скв. 364 и 530 [Bolli, Ryan et al., 1978; Hay, Sibuet et al., 1982] и также имеют апт-альбский возраст.

В районе Фолклендского плато эти отложения представлены аналогичными подстилающими черными глинами с прослоями серых и зеленовато-серых алевролитов. В верхней части разреза черных глин появляются прослои, обогащенные остатками наннопланктона, переходящие иногда в наннопланктонный писчий мел. В слоях, богатых органическим веществом, часто присутствуют прожилки, линзочки и конкреции пирита. Отложения, как правило, лишены следов биотурбации, за исключением светлых прослоев, и содержат редкие фрагменты раковин пелеципод рода *Aucellina*, возможно переотложенных с меньших глубин, и исключительно редкие обломки неопределимых до вида аммонитов. Содержание органического углерода в наиболее богатых органическим веществом слоях достигает 5,3% в скв. 511 [Bode, 1983] и 6% в скв. 327 и 330 [Wise et al., 1982]. Основная масса органического вещества представлена сапропелевым материалом морского происхождения. Накопление этих отложений, судя по полному отсутствию ростров белемнитов, которые часто встречаются в подстилающих слоях, и по редким находкам раковин пелеципод, происходило во внешне-неретических—верхнебатинальных условиях и сопровождалось периодическим переотложением осадков турбидитными потоками [Jeletzky, 1983].

В Капской впадине (скв. 361) разрез отложений апта—альба сложен темно-серыми, зеленовато-черными и черными аргиллитами с прослоями горизонтально- и косослоистых песков и алевролитов и с высоким содержанием органического вещества, которое колеблется от 0,7 до 14,6% и в среднем составляет 3,57% [Natland, 1978]. В нижней, аптской части разреза присутствуют прослои песчаных алевролитов, песчаников и чистых сапропелей. Содержание пирита в отдельных прослоях достигает 10%. В некоторых прослоях песчаников в альбской части разреза в большом количестве встречаются обрывки высших растений, что, по мнению М. Мельгуэн [Melguen, 1978], свидетельствует о турбидитной природе этих прослоев и о накоплении отложений в пределах конуса выноса на глубине 1000—1500 м.

Фация черных глин отмечена в Ангольской впадине и у северного окончания хребта Китового. Здесь их накопление происходило в два этапа. Наиболее древние отложения, обогащенные органическим веществом, накопились одновременно с черными глинами Капской впадины, т. е. в аптское—раннеальбское время. Они встречены в базальной части разреза скв. 364 и представлены светло-серыми и зеленовато-серыми мергелистыми, доломитизированными известняками, переслаивающимися с горизонтами черных глин. Содержание органического углерода в отдельных прослоях черных глин достигает 13,8%. Происхождение органического вещества по результатам микроскопического изучения, возможно, водорослевое [Raynaud, Robert, 1978]. Накопление этих отложений в течение позднего апта — раннего альба происходило в мелководных условиях — на глубинах в несколько десятков или в первые сотни метров [Melguen, 1978]. Этому времени в районе хребта Китового (скв. 363) отвечает накопление более глубоководных, циклично чередующихся писчего мела, мергелистого писчего мела и известковистых алевролитов. Отложения обычно серовато-коричневые, темно-коричневые, зеленовато-серые, иногда черные, с прослоями и линзами пирита и несколько обогащенные органическим веществом.

В среднем альбе в Ангольской котловине и в пределах хребта Китового накопление осадков происходит в окислительных условиях, которые препятствуют сохранению органического вещества. По этой причине они лишены прослоев, обогащенных органическим веществом.

Восстановительные условия в указанных районах вновь преобладают, начиная с позднего альба, когда здесь снова накапливаются известковистые алевролиты и писчий мел с прослоями черных сапропелевых глин и высоким содержанием пирита, барита и марказита (скв. 364) и мергелистый писчий мел с черными пиритсодержащими алевролитами и повышенным содержанием терригенного материала (скв. 363). Однако эти отложения уже более глубоководные, чисто пелагические.

В пределах Северной Атлантики фация черных глин апт-сеноманского времени вскрыта многочисленными скважинами как в западной, так и восточной ее части (рис. 29, 30). Черные глины встречены также отдельными скважинами на севере и юге данной области. Изучение этих отложений показало, что, несмотря на общее сходство их разрезов в восточной и западной частях Северной Атлантики, они имеют существенные отличия.

В западной полосе Северной Атлантики обогащенные органическим веществом осадки этого возраста вскрыты скв. 4, 5 [Ewing, Worzel et al., 1969], 101, 105 [Hollister, Ewing et al., 1972], 386, 387 [Tucholke, Vogt et al., 1979], 391 [Benson, Heridan et al., 1978] и представлены преимущественно черными бескарбонатными глинами монтмориллонитового состава с прослоями зеленовато-серых карбонатных глин и радиоляриевых песков и маломощными прослоями и линзами пирита и сидерита. Эти отложения обычно тонкослоистые, лишенные следов биотурбации. Содержание органического вещества в них в среднем около 3%. Органическое вещество имеет преимущественно автохтонное происхождение. Мощность этих отложений достигает 350 м. Хотя они практически лишены какой-либо бентосной фауны, можно полагать, что их накопление, вероятно, происходило в условиях открытого океанического бассейна на больших глубинах. По данным В. А. Басова [1980], подстилающие толщу черных глин пелитоморфные известняки формировались на дне впадин, глубины которых достигали 2000—3000 м.

В восточной части Северной Атлантики отложения черных глин известны практически вдоль всего северо-западного побережья Африки — скв. 137, 138 [Hayes, Pimm et al., 1972], 367—370 [Lancelot, Seibold et al., 1978], 120 [Ryan, Hsü et al., 1973], у западных берегов Пиренейского полуострова — скв. 398 [Sibuet, Ryan et al., 1979] и в Бискайском заливе — скв. 400, 402 [Montadert, Roberts et al., 1979]. Как и на западе Северной Атлантики, типичные черные глины представлены преимущественно темно-серыми или черными тонкослоистыми монтмориллонитовыми глинами, в нижней части пестроцветными, с прослоями более светлоокрашенных известковистых глин, мергелей и писчего мела. По всему разрезу черных глин присутствуют прослои и линзы пирита. Содержание органического вещества в них в среднем составляет

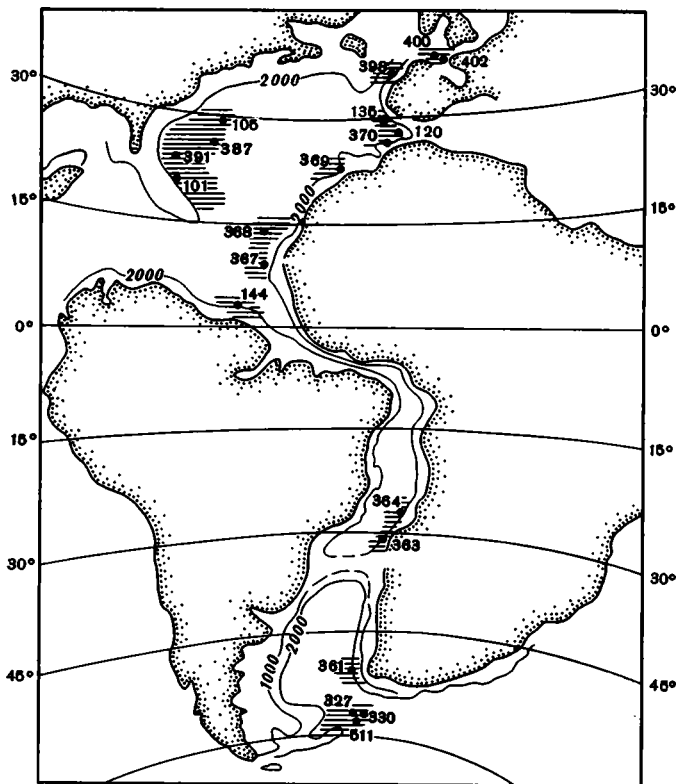


Рис. 29. Распространение в Атлантическом океане анаэробных и слабо окислительных условий в апте—альбе (уровень 110 млн. лет назад)
Условные обозначения см. на рис. 28

2—3%, но в отдельных скважинах оно увеличивается, достигая, например, в сеноманских черных глинах скв. 138 17% (в среднем 7,6%).

В отличие от черных глин западной полосы Северной Атлантики, которые характеризуются довольно однообразным составом, в ее восточной части они обнаруживают значительное разнообразие, отражающее различные фациальные обстановки, в которых происходило их формирование. Так, если в скв. 144, 367, 368 разрез апт-сеномана сложен типичными глубоководными черными глинами, близкими по составу и строению к таковым из западной полосы океана, то в скв. 369 отложения этого возраста представлены более мелководным наннопланктонным писчим мелом и мергелями с кремнями и порцелланитами и максимальным содержанием органического вещества до 6,4%. В скв. 370 отложения апт-раннесеноманского интервала характеризуются турбидитными чрезвычайно изменчивыми по составу, строению и цвету (от зеленовато-серых до черных) глинами, аргиллитами и алевролитами с содержанием органического вещества в отдельных прослоях до 4,8% [Gardner et al., 1978]. Органическое вещество в этих двух скважинах в значительной мере разбавлено: в первой из них — биогенным материалом, во второй — терригенным.

Черные глины апт-сеноманского интервала в районе банки Галисия — скв. 398 [Arthur, 1978] и Бискайского залива — скв. 400, 402 [de Graciansky et al., 1979] представлены чередующимися темноокрашенными тонкослоистыми известковистыми аргиллитами, алевролитистыми мергелями и известковисто-глинистыми алевролитами. Они также несут на себе отпечаток значительного разбавления терригенным материалом в нижних слоях разреза и биогенным — в верхних. Содержание органического вещества

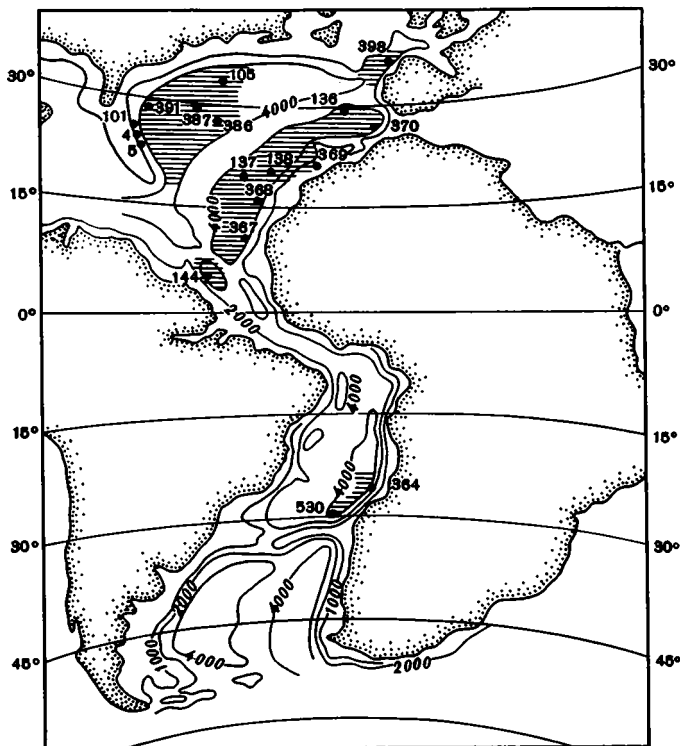


Рис. 30. Распространение в Атлантическом океане анаэробных и слабо окислительных условий в альбе—сеномане (уровень 95 млн. лет назад)
Условные обозначения см. на рис. 28

в связи с этим обычно не превышает 2—3% и значительно колеблется по разрезу в зависимости от поступления терригенного или биогенного материала.

Толщи черных глин, накопившиеся в апт-сеноманское время по обеим сторонам Северной Атлантики, различаются не только по составу слагающих пород и их взаимоотношениям, но и по характеру содержащегося в них органического вещества. На западе Северной Атлантики органическое вещество имеет преимущественно морское происхождение. В восточной ее части основная масса органического вещества образована растительным материалом наземного происхождения, которое вверх по разрезу в постепенно увеличивающемся объеме дополняется органическим веществом морского генезиса.

Условия накопления этих отложений в восточной части Северной Атлантики также характеризуются большим разнообразием по сравнению с западной полосой, где они имеют преимущественно гемипелагический облик. На востоке наряду с пелагическим накоплением (например, в районе скв. 367—369) формирование черных глин происходило также в основании континентального склона за счет сочетания пелагической аккумуляции и турбидитных потоков (скв. 370) или выносов рек (скв. 398).

В пределах Средиземноморья в течение апта—сеномана накопилась относительно маломощная толща отложений, слагающая формацию сланцев Фукоиди и перекрывающую ее формацию известняков Скалья-Бьянка [Bernoulli, 1972; Arthur, Premoli Silva, 1982].

Формация сланцев Фукоиди раннеаптско-среднеальбского возраста имеет мощность около 50 м в Умбрии и 80—220 м в Южных Альпах. Она состоит из ритмично переслаивающихся пестроокрашенных мергелей и известняков и из темно-серых до черных, часто тонкослоистых, лишенных следов биотурбации глинистых сланцев или

мергелей. Содержание карбоната кальция колеблется от 20 до 80%, увеличиваясь вверх по разрезу. Концентрация органического углерода обычно составляет 1—3%, достигая в некоторых прослоях 5—7,9%. Наиболее высокие значения $C_{орг}$ приурочены к средней части формации (ранний и начало среднего альба). Переходы от темных, обогащенных органическим веществом глинистых сланцев к известнякам могут быть как постепенными, так и резкими и часто нарушены неглубокой (до 5 см) биотурбацией типа *Chondrites* и *Planolites*. В прослоях зеленовато-серых известняков в большом количестве содержится пирит.

Формация Скалья-Бьянка позднего альба, сеномана и начала турона сложена преимущественно тонкослоистыми серыми и кремовыми известняками с прослоями и конкрециями кремней. Мощность 60—70 м. Нижняя часть этих пелагических отложений позднеальбского—среднесеноманского возраста характеризуется низкими содержаниями органического углерода, что свидетельствует о накоплении их в условиях хорошо аэрируемого бассейна. Верхняя часть формации Скалья-Бьянка (поздний сеноман—ранний турон) содержит несколько тонких прослоев, обогащенных органическим веществом морского происхождения. Накопление его связывается с активизацией процессов апвеллинга и, как результат, с резким увеличением продуктивности планктона в поверхностных водах. Наиболее отчетливо это проявилось на границе сеномана и турона, когда образовался маломощный (65—100 см) слой светло-серых и кремовых известняков с тонкими (до 6 см) пропластками и конкрециями темно-серых и черных сланцеватых мергелей (горизонт Бонарелли). В кремнях и отдельных прослоях содержатся плохой сохранности радиолярии, скелеты которых замещены пиритом и заполнены халцедоном. В средней части горизонта встречаются обильные обломки фосфатов с чешуей и позвонками рыб. В небольших количествах отмечен также барит, клиноптилолит и доломит. Содержание органического углерода в прослоях черных сланцев колеблется от 1,6 до 21,8% [Arthur, Premoli Silva, 1982].

Приведенные данные свидетельствуют, что накопление отложений горизонта Бонарелли происходило в условиях сероводородного заражения в придонном слое бассейна. Продолжительность периода существования анаэробных условий, по оценкам М. Артура и И. Премоли-Сильвы [Arthur, Premoli Silva, 1982], составляла около 250 тыс. лет.

4. Четвертый период накопления фаций, обогащенных органическим веществом, охватывает турон-раннекампанский интервал. Отложения этого периода имеют ограниченное распространение и встречены главным образом в Южной Атлантике и в Карибском бассейне (рис. 31).

В Южной Атлантике они вскрыты в Ангольской котловине — скв. 364, 530 [Bolli, Ryan et al., 1978; Hay, Sibuet et al., 1982] и в районе возвышенностей Сан-Паулу и Риу-Гранди — скв. 356, 357, 516 [Perch-Nielsen, Supko et al., 1977; Barker, Carlson et al., 1981]. В Ангольской котловине подобные осадки приурочены к турон-сантонскому времени и представлены зеленовато-серым, часто темноокрашенным мергелистым наннопланктонным писчим мелом с многочисленными прослоями сапропелевых глин, содержащих рассеянный пирит, барит и марказит. Количество прослоев черных глин и их мощность в верхней части разреза этих отложений уменьшаются [Bolli, Ryan, et al., 1978].

В районе возвышенности Риу-Гранди (скв. 357) развиты сантонские—нижекампанские тонкослоистые темные зеленовато-серые мергелистые известняки и писчий мел с примесью терригенного и вулканогенного материала. Вверх по разрезу они чередуются со светлыми известняками, несущими следы биотурбации. В темных прослоях наблюдается пирит. В сантонско-раннекампанское время условия осадконакопления на поднятии Риу-Гранди были существенно мелководными, причем неоднократно менялась обстановка восстановительной и окислительной среды.

На плато Сан-Паулу (скв. 356) турон-нижесантонский интервал отмечен накоплением толщи известково-терригенных осадков мощностью 43 м. Они состоят из известковистых глин и алевролитов, ожелезненных алевролитов и мелкогалечных конгломератов, в которых базальтовая галька и обломки других пород сцементированы

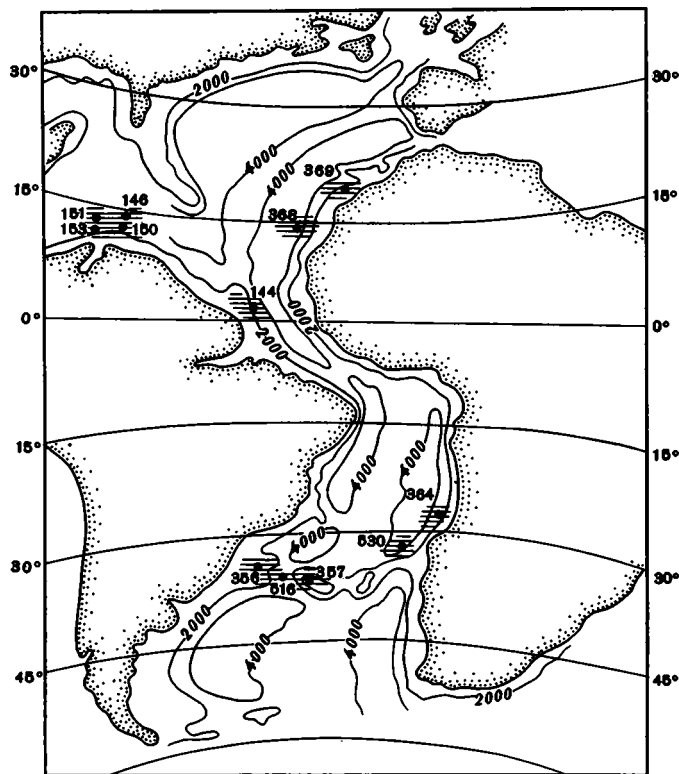


Рис. 31. Распространение в Атлантическом океане анаэробных и слабо окислительных условий в туроне—сантоне (интервал 80—90 млн. лет назад)
Условные обозначения см. на рис. 28

большим объемом глинистого материала. Среди конгломератов присутствуют прослои темно-серых алевролитов с пиритом и высоким содержанием органического углерода (до 4,8%). Чередование прослоев с планктонными фораминиферами и наннопланктоном и черных глин с полурасстворенными и обедненными органическими остатками (из бентоса встречаются только редкие примитивные агглютинированные фораминиферы) свидетельствует о весьма неустойчивом гидрологическом режиме. Эта пачка с черными глинами образовалась при восстановительных условиях в полузамкнутом бассейне местного и регионального размера, глубины которого находились в пределах 1000—2000 м. Действительно, рассматриваемая пачка пород подстилается пелагическими известняками альба с планктонными фораминиферами, а покрывается обычным нанно-фораминиферовым писчим мелом верхнего сантона — маастрихта.

• В Экваториальной Атлантике черные глины турон-сантонского возраста встречены лишь в скв. 144 на поднятии Демерара, пробуренной вблизи северного побережья Южной Америки. Осадки этого возраста представлены здесь слоистыми темно-зелеными и черными алевролитами, глинами и цеолитовыми глинами с содержанием органического углерода до 11% [Hayes, Pimm et al., 1972]. Они чередуются с наннопланктонными мергелями и глинистыми известняками с богатой микрофауной и обломками моллюсков. Таким образом, разрез верхнего мела на поднятии Демерара также указывает на непостоянство окислительно-восстановительного режима и на образование черных глин в условиях последнего. Они чередуются с нормальными пелагическими осадками, фауна которых типична для средних океанических глубин (1000—2000 м).

Скв. 368, пробуренная на поднятии Островов Зеленого Мыса у берегов Африки,

вскрыла толщу (мощность около 250 м) переслаивающихся красно-коричневых, зеленовато-серых и голубовато-серых глин с пластами таких же пестрых алевролитистых аргиллитов и алевролитов. Темные прослои содержат пирит, цеолиты и остатки рыб и характеризуются высоким (до 3,3%) содержанием органического вещества [Deroo et al., 1978]. Эти отложения практически лишены органических остатков, за исключением нижних слоев, в которых присутствует наннопланктон, позволяющий датировать их поздним сеноманом — туроном (Серек, 1978). По мнению И. Лансло и Э. Зейболда [Lancelot, Seibold et al., 1978], глины с повышенным содержанием углерода в этой скважине имеют возраст не моложе туронского.

Высокое содержание органического вещества отмечено также в верхнемеловых отложениях Карибского бассейна (скв. 146, 150, 151, 153). Здесь на базальтовом фундаменте, имеющем возраст от турона до коньяка, залегают пестроокрашенные, преимущественно темные известняки и углеродистые глины. В известняках в большом количестве отмечены барит, пирит, а также многочисленные кости рыб [Edgar, Saunders et al., 1973].

Таким образом, из приведенной характеристики отложений, обогащенных органическим веществом, видно, что они имеют чрезвычайно широкое распространение в южной и северной частях Атлантического океана. Накопление их в разных частях этого бассейна происходило асинхронно в течение длительного временного интервала, охватывавшего позднеюрское, раннемеловое и большую часть позднемелового времени. При этом в позднеюрское и неокомское время накопление черных глин имело место главным образом в юго-западной части Атлантического океана в пределах Фолклендского плато. В Северной Атлантике типичные черные глины этого периода накапливались лишь в отдельных районах в готерив-барремское время.

Наиболее широко в Атлантическом океане распространены черные глины апт-сеноманского возраста. Отложения этого времени, богатые органическим веществом, встречены здесь практически повсеместно в большинстве скважин, вскрывших меловые образования. Позднемеловые (турон-кампанские) отложения, относительно обогащенные органическим веществом, отмечены в Южной Атлантике — в районе Ангольской котловины, возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу. Они также установлены в Карибском бассейне и во впадине Островов Зеленого Мыса.

По вопросу о происхождении черных глин не существует единой точки зрения. Большинство авторов связывают их образование с существованием в придонном слое воды сероводородного заражения. Низкое содержание растворенного кислорода или его полное отсутствие обусловлено наличием стабильной стратификации водного столба в связи со слабым вертикальным перемешиванием. Однако если факт существования в придонных водах анаэробных условий, которые проявляются в обогащении отложений органическим веществом и в отсутствии следов донной жизни, принимается большинством исследователей, то природа сероводородного заражения до сих пор остается загадкой. Многие исследователи объясняют возникновение анаэробных условий в придонном слое воды в Атлантическом океане ее застоєм в результате ограниченной циркуляции в относительно небольшом океаническом бассейне [Lancelot et al., 1972; Barker, Dalziel et al., 1977; Ryan, Cita, 1977; van Andel et al., 1977; Bolli, Ryan et al., 1978; Persh-Nielsen, Supko et al., 1977]. Попадая в этот бассейн, органическое вещество, приносимое с суши или же в результате отмирания и осаднения фито- и зоопланктона, полностью или почти полностью сохраняется в осадках. Существует также альтернативная точка зрения, которая объясняет возникновение сероводородного заражения в придонном слое поступлением на дно больших объемов органического вещества, на разложение части которого расходуется весь растворенный в придонной воде кислород, а остальная часть захороняется в осадках [Gardner et al., 1978; Arthur, 1979].

В последнем случае сероводородное заражение может развиваться только вблизи дна. В зависимости от объема поступающего органического вещества нулевая изоплета содержания свободного кислорода может проходить либо в придонном слое воды, либо на границе раздела вода — осадок, либо ниже поверхности дна [Vallier et al., 1981].

Следует заметить, что необходимым условием для того, чтобы этот процесс был достаточно продолжительным, является замедленная придонная циркуляция, которая препятствует быстрому возобновлению в придонном слое кислорода, расходуемого на окисление реактивного органического вещества, а также на дыхание донных организмов (если нулевая изоплета содержания O_2 проходит внутри осадков). Некоторые авторы связывают образование анаэробных условий со слоем кислородного минимума, который, по их мнению, существовал в меловое время на обширных пространствах океанов [Larson, Moberly et al., 1975; Schlanger, Jenkyns, 1976; Tiede, van Andel, 1977; Tiede et al., 1982]. Слой кислородного минимума, по оценке некоторых исследователей [Barker, Dalziel et al., 1977], располагался в интервале глубин 800—1500 м, имел (в зависимости от биопродуктивности поверхностных вод) непостоянную во времени и в пространстве мощность и мог сокращаться или расширяться по площади в результате изменений в системе циркуляции и стратификации водных масс. Вероятно, он обусловил образование отложений, обогащенных органическим веществом и вскрытых скважинами на океанических поднятиях в центральной части Тихого океана. Встреченные в скв. 305 на возвышенности Шатского порцелланиты аптского возраста с содержанием органического углерода до 9,3% и пирита до 3% и в скв. 310 на возвышенности Хесса черные пелагические глины раннесеноманского возраста, обогащенные органическим веществом, пиритом и сидеритом, по мнению Р. Ларсона с соавторами [Larson, Moberly et al., 1975], образовались в условиях сероводородного заражения придонных вод при прохождении вершинами этих возвышенностей слоя кислородного минимума в процессе перемещения Тихоокеанской литосферной плиты. В аналогичных условиях, вероятно, накапливались в аптское время пески на плато Манихики, содержание органического углерода в которых достигает 30,5% [Schlanger, Jackson et al., 1976].

С помощью слоя кислородного минимума можно объяснить образование отложений, обогащенных органическим веществом, на вершинах этих подводных поднятий. Осадки повсеместно характеризуются относительной мелководностью и ограниченным распространением как в географическом, так и во временном отношении. Однако в Атлантическом океане накопление черных глин происходило на разных глубинах в течение длительного времени и захватывало обширные пространства. Поэтому здесь причинами их образования могли быть, вероятно, либо стагнация придонных вод в результате выраженной стратификации водного столба и слабой циркуляции, либо превышение поступления на дно органического вещества над его разложением, либо сочетание этих двух факторов.

Д. Хабиб [Habib, 1979, 1982] изучил органические растительные остатки из десяти скважин глубоководного бурения в Северной Атлантике, которые вскрыли обогащенные органическим веществом отложения мелового возраста. Он предложил модель образования фаций черных глин, по которой не требуется в качестве необходимого условия существование сероводородного заражения в придонном слое воды.

Согласно этой модели определяющей причиной накопления отложений с высоким содержанием органического вещества являются собственно процессы седиментации, т. е. поставка органического вещества континентального и морского происхождения и его перераспределение в океане. Обширные дельты рек, простиравшиеся в периоды регрессий на осушавшиеся шельфы, выносили в океан большое количество органического вещества, которое в процессе его перераспределения в океанических бассейнах контролировало содержание органического углерода в отложениях. Кроме того, в периоды увеличения биопродуктивности на дно в большом объеме поступало органическое вещество морского происхождения. Количество органического вещества, переходящего в процессе диагенеза в осадок, и его природа в этом случае определяются не содержанием в придонном слое кислорода, а объемом его поступления из терригенного и морского источника и скоростью захоронения. При высоких скоростях осадконакопления большая часть органического вещества захороняется в осадках, не успевая полностью окислиться, и преобразуется в процессе диагенеза в темные углеродсодержащие фации. Наоборот, при низких темпах осадконакопления и небольших объемах органического

вещества, поступающего на дно, оно полностью разлагается при окислении. В этом случае мы наблюдаем в разрезе светлые прослои с пониженным содержанием органического углерода.

По мнению Д. Хабиба [Habib, 1982], распределение органического углерода в нижнемеловых отложениях Северной Атлантики контролировалось именно этими факторами. Свидетельством высоких скоростей осадконакопления и быстрого захоронения органического вещества, по заключению этого автора, является присутствие в углеродсодержащих отложениях в большом количестве разнообразных спор, пыльцы, динофлагеллят, колониальных водорослей и других растительных остатков хорошей сохранности. В бедных органическим углеродом отложениях, формирование которых происходило при низких скоростях осадконакопления, органическое вещество представлено преимущественно измененным аморфным детритом, а споры и пыльца присутствуют в незначительном количестве и имеют плохую сохранность.

Такая точка зрения находит свое подтверждение в Северной Атлантике и в других районах (например, в Капской впадине), где вскрыты отложения с обильным органическим веществом, имеющим несомненно терригенную природу, а осадконакопление носило явно турбидитный характер. Однако существуют многие другие скважины в этой акватории, свидетельствующие, что осадконакопление отличалось пелагическим характером, а поставка терригенного материала имела подчиненное значение.

В случае пелагического осадконакопления, когда органическое вещество поступает на дно главным образом при отмирании планктона в поверхностном слое воды, захоронение этого вещества не могло быть настолько быстрым, чтобы предохранить его от полного окисления. Тот факт, что в пелагических разрезах многих скважин наблюдаются прослои с высоким содержанием органического углерода, скорее всего, свидетельствует о существовании в периоды накопления этих прослоев условий острого дефицита кислорода, по крайней мере в придонном слое воды.

Для понимания специфических условий образования черных глин и причин их возникновения важным ключом является ритмичный характер строения этих отложений, отмеченный практически во всех описаниях [Gardner et al., 1978; Dean et al., 1978; Arthur, 1979; Arthur, Premoli Silva, 1982; de Boer, 1982]. Как правило, черные глины сложены циклично чередующимися, более или менее обогащенными органическим веществом слоями, имеющими соответственно темную и более светлую окраску и разделенными четкими контактами. Часто светлая окраска обусловлена обогащенностью этих прослоев известковым планктоном. Обычно темные прослои отличаются тонкой слоистостью и совершенно лишены следов биотурбации и каких-либо остатков донной фауны. В то же время более светлые прослои несут следы перемешивания роющими организмами и нередко содержат раковины бентосных фораминифер. Как отмечают некоторые авторы [Dean et al., 1978; Arthur, 1979], контакты между темноокрашенными и светлоокрашенными прослоями в пелагических разрезах могут быть и резкими и постепенными. В разрезах, отмеченных большой скоростью осадконакопления и значительной примесью терригенного материала, контакт между светлыми карбонатными слоями и темными, обогащенными органическим веществом прослоями обычно резкий, а переход темных прослоев к светлым более постепенный.

И. Лансло с соавторами [Lancelot et al., 1972], изучавшие литологический состав черных глин в западной части Северной Атлантики (скв. 101 и 105), интерпретируют такое переслаивание черных и зеленоватых глин как результат чередования периодов существования стаagnатных условий в придонном слое и периодов усиления придонной циркуляции, которая приводила к некоторому обогащению придонных вод растворенным кислородом и установлению слабоокислительного режима. К аналогичному выводу при изучении в Средиземном море переслаивающихся миоценовых, плиоценовых и четвертичных сапропелей и пелагических илов и мергелей пришли также другие исследователи [Nesteroff, 1973; Cita, Grignani, 1982]. Средняя продолжительность циклов чередования восстановительных и окислительных условий в придонных водах составляет, по некоторым оценкам, от 20 до 50 тыс. лет [Gardner et al., 1978; Dean et al., 1978;

Arthur, 1979; Arthur, Premoli Silva, 1982; Dean, Gardner, 1982; de Boer, 1982; Cita, Gri-gnani, 1982]. Это дает основание предполагать в качестве причины цикличности климатические колебания, которые происходят приблизительно с такой же периодичностью и обусловлены колебанием наклона земной оси (циклы Миланковича).

Существование относительно резких переходов между слоями, более или менее обогащенными органическим веществом, свидетельствуют об относительно быстрой смене восстановительных и окислительных условий в придонных водах бассейна, обусловленной либо усилением (ослаблением) их циркуляции, либо увеличением (уменьшением) объема сноса органического вещества с окружающей суши в сочетании с вариациями в продуктивности планктона.

При обсуждении генезиса черных глин в различных частях Атлантического океана некоторые исследователи видят причину их формирования либо в повсеместном развитии явления стагнации в придонном слое воды, либо в массовом поступлении органического вещества с материков, противопоставляя эти причины одна другой. Однако литолого-фациальный анализ местонахождения черных глин убеждает в том, что на протяжении всей позднеюрско-меловой истории накопления отложений с обильным органическим веществом обе они, скорее всего, действовали параллельно в разных частях этого океанического бассейна, а часто во взаимодействии между собой.

Относительно небольшие по сравнению с современными размеры Северо-Атлантического и Южно-Атлантического бассейнов на ранних этапах их формирования, менее выраженный температурный градиент между высокими и низкими широтами в связи с более равномерным прогревом планеты, возможно, обуславливали весьма слабую циркуляцию водных масс и слабое вертикальное перемешивание, что приводило к постепенному общему уменьшению содержания в придонном слое растворенного кислорода. В этом случае вблизи дна в отдельных районах океана, например в его северо-западной части, могли возникать анаэробные или близкие к ним условия, которые затем становились полностью анаэробными при достаточно высоких темпах поступления на дно органического вещества. В отдельные периоды при климатических флюктуациях даже незначительное увеличение температурного градиента усиливало придонную циркуляцию, что, в свою очередь, приводило к увеличению содержания в придонном слое растворенного кислорода и установлению в нем слабо окислительных условий. В результате накапливались более светлые и менее обогащенные органическим веществом прослои. Возможно, формирование последних связано с уменьшением в эти периоды продуктивности зоо- и фитопланктона в поверхностных водах и с ослаблением поступления на дно органического вещества. Скорее всего, оба эти процесса протекали одновременно.

Согласно предложенной А. Фишером и М. Артуром [Fisher, Arthur, 1977] модели в истории Земли периодически возникают условия, предопределяющие формирование застойных явлений в океанах. В такие периоды, которые они называют политаксонными, климат в результате равномерного прогрева земной поверхности и океанов становился влажным, гумидным, и вследствие этого океаны характеризовались низким температурным градиентом. Это приводило к ослаблению циркуляции в океанах и уменьшению содержания в воде свободного кислорода. Политаксонные периоды сопровождались бурным расцветом органического мира и увеличением его разнообразия как на континентах, так и в океанах, эвстатическим повышением уровня океана, усилением эрозии суши и увеличением поставок органического вещества в океанические бассейны. Сочетание всех этих факторов обуславливало расширение слоя кислородного минимума и способствовало сохранению на дне океанов органического вещества.

Олиготаксонные периоды, напротив, характеризовались сухим аридным климатом, относительно более низкими температурами, более высоким температурным градиентом, понижением уровня океана и усилением конвекции в океанах, которая приводила к повышению содержания в воде растворенного кислорода и сокращению по площади и глубине слоя кислородного минимума. Видовое разнообразие органического мира в олиготаксонные периоды сокращается. В результате поступление органического вещества на дно океанических бассейнов также сокращается как в связи с менее интенсивным развитием планктона в поверхностных водах, так и из-за уменьшения его сноса с суши.

По мнению этих исследователей, на протяжении мезозоя и кайнозоя распознается не менее восьми таких циклов общей продолжительностью около 32 млн. лет. В юрское и меловое время наиболее четко выраженными политаксонными интервалами являются позднеюрский (кимеридж-оксфордский), апт-альбский и в меньшей степени, коньяк-сантонский.

Не касаясь здесь проблемы цикличности в развитии органического мира и абиотических факторов, которая некоторыми исследователями ставится под сомнение [Хэллем, 1983], вероятно, все же необходимо признать существование отдельных таких периодов в истории Земли. При этом сочетание всех факторов, определяющих политаксонные периоды, не всегда могло иметь глобальные масштабы. Наиболее значительными по масштабности эти события были в меловое время, а точнее, в раннем мелу и в первой половине позднего мела.

О региональном характере этих событий свидетельствует тот факт, что в позднеюрское время накопление черных глин происходило только в пределах Южной Атлантики. В Северной Атлантике этому времени отвечает фация пестроцветных глинистых известняков, которые накапливались в условиях хорошо вентилируемого океанического бассейна. Об этом же свидетельствует прекращение в конце альба накопления отложений, богатых органическим веществом, на юге Южной Атлантики, в то время как в ее северной половине оно продолжалось и в позднем мелу (вплоть до сантона).

Анализ всех местонахождений черных глин и близких к ним образований, вскрытых в океанах скважинами глубоководного бурения, показывает, что если для Тихого океана, где богатые органическим веществом отложения мелового возраста накопились на вершинах подводных возвышенностей, модель слоя кислородного минимума, вероятно, справедлива, то в Атлантическом океане гидрологическая и гидрохимическая обстановки принципиально различались. Как уже говорилось, в этом океаническом бассейне накопление отложений с высоким содержанием органического вещества проходило в диапазоне глубин от нескольких десятков и первых сотен метров до 3000—4000 м. В этом случае, вероятно, следует говорить не о слое кислородного минимума, а о тотальном истощении вод бассейна растворенным кислородом и о развитии анаэробных или близких к ним условий по всей мощности водного столба, за исключением соприкасающегося с атмосферой поверхностного слоя, в котором высокое содержание свободного кислорода благоприятствовало развитию планктона и нектона.

Результаты изучения черных глин в Южной Атлантике в пределах Фолклендского плато (скв. 327, 330 и 511), в Капской (скв. 363) и Ангольской (скв. 364) котловинах и на возвышенностях Риу-Гранди, Сан-Паулу и Демерара (скв. 356, 357, 516, 144) дают дополнительный материал для решения сложной проблемы генезиса рассматриваемых осадков. Они свидетельствуют о том, что в Южно-Атлантическом бассейне, в котором накопление отложений с обильным органическим веществом происходило в его разных частях с позднеюрского до туронского времени, все эти процессы протекали либо одновременно, либо сменяли один другой на различных этапах геологического времени. В основе этих процессов, вероятно, лежат особенности циркуляции водных масс. Присутствие в скважинах черных глин самого разного возраста позволяет проследить эволюцию гидрохимического режима в этом бассейне.

Накопление черных глин в Южно-Атлантическом бассейне началось в позднеюрское время, когда он представлял собой небольшой замкнутый мелководный бассейн, ограниченный с востока и запада соответственно Африканским и Южно-Американским материками, а с юга Фолклендским плато, северная половина которого являлась частью этого бассейна, а южная служила барьером между зарождающейся Южной Атлантикой и Индо-Тихоокеанским бассейном. Глубина этого бассейна, по оценкам Ю. А. Елецкого [Jeletzky, 1983], изучавшего содержащиеся в черных глинах макрофаунистические остатки, составляла от нескольких десятков до первых сотен метров. Отложения этого времени представлены ритмично чередующимися тонкослоистыми темными глинами с высоким содержанием органического углерода и более светлыми карбонатными осадками, обогащенными наннопланктоном. Отложения практически по всему разрезу лишены следов биотурбации и характеризуются высоким содержанием

пирита, который присутствует в виде тонких прослоев, конкреций или же в дисперсном состоянии. Часто встречаются обрывки высших растений. Отсутствие следов биотурбации и раковин бентосных фораминифер и обилие пирита свидетельствуют о сероводородном заражении вод бассейна, которое препятствовало развитию донной жизни.

Анаэробные условия, вероятно, были развиты по всей мощности водного столба, за исключением самого верхнего слоя, в котором условия допускали развитие водорослей, поставлявших на дно органическое вещество и карбонатный материал, и нектонных организмов (белемнитов и аммонитов), а в прибрежной зоне — двустворчатых моллюсков, остатки которых часто наблюдаются среди черных глин, свидетельствуя о процессах переотложения. Постепенное увеличение вверх по разрезу доли органического вещества морского происхождения и уменьшение в этом же направлении терригенного материала отражают медленное погружение дна бассейна, увеличение биопродуктивности и, возможно, уменьшение сноса с окружающей суши.

Хотя черные глины юрского периода вскрыты скважинами только в пределах Фолклендского плато, т. е. в мелководной части Южно-Атлантического бассейна (на континентальном фундаменте), можно предположить, что анаэробные условия существовали также и в его более глубоководных частях (на океаническом фундаменте), куда вследствие интенсивной эрозии суши в условиях гумидного климата выносилось большое количество органического вещества. Максимальные глубины бассейна достигали, вероятно, 2000—3000 м, что близко к значениям глубин, которые в настоящее время наблюдаются в Черном море.

В раннемеловое время в Южной Атлантике продолжали существовать анаэробные условия, в которых накапливались аналогичные черные глины. При этом на мелководье в пределах Фолклендского плато основная часть органического вещества сложена сапропелевым материалом морского происхождения. Количество терригенного материала продолжает уменьшаться, отражая, с одной стороны, дальнейшее расширение бассейна и погружение его дна, а с другой — ослабление эрозии самого плато, южная часть которого вероятно, еще возвышалась над уровнем моря и служила источником сноса терригенного материала в его прибрежные районы.

В восточной части Южно-Атлантического бассейна в раннемеловое время ситуация была несколько иной. Здесь отмечены как относительно мелководные отложения с высоким содержанием органического вещества (скв. 364, Ангольская впадина), так и относительно глубоководные (скв. 361, Капская впадина). Присутствие среди черных глин Капской впадины в значительном количестве остатков высших растений совместно с прослоями косослоистых песчаников и алевролитов является показателем интенсивной эрозии западного побережья Африканского континента и повышенного сноса как следствия гумидности климата в это время. Глубина накопления отложений составляла, по оценкам М. Мелгуэн [Melguen, 1978], около 1500 м, а максимальные глубины бассейнов достигали, вероятно, не более 3000 м. Поэтому с достаточной степенью уверенности можно предположить, что анаэробные условия здесь и в течение раннего мела продолжали существовать по всей мощности водного столба, так как турбидитные потоки, поставляющие органическое вещество в район скв. 361, достигали, по всей вероятности, и наиболее глубоководных частей этого бассейна.

В пользу подобного предположения свидетельствуют также относительно небольшие размеры южной части Южно-Атлантического бассейна и ее изолированность, которые предполагают равномерный прогрев и слабую циркуляцию водных масс. Ритмичное чередование прослоев с относительно высоким и пониженным содержанием органического вещества в разных частях этого бассейна является, по-видимому, отражением колебаний климата в сторону аридности и гумидности и, как следствие, изменений в темпах сноса органического вещества с суши и в продуктивности поверхностных вод.

В Ангольской котловине накопление черных глин в раннемеловое время происходило главным образом за счет высокой продуктивности планктона в поверхностном слое воды. Поступление органического вещества с суши было ограниченным в связи с развитием аридного климата вдоль побережья котловины. Аридные условия привели к замедлению процессов эрозии и обеднению растительного покрова. Свидетель-

ством слабой эрозии окружающей суши служит также незначительное количество терригенного материала в разрезе апт-альбских отложений черных глин в скв. 364, несмотря на ее близость к береговой линии. Глубины, на которых накапливались отложения, богатые органическим веществом, в районе этой скважины оцениваются величиной первых сотен метров [Melguen, 1978].

Северная половина Южной Атлантики, частью которой является Ангольская котловина, в раннем мелу также представляла собой относительно небольшой бассейн, на севере ограниченный еще смыкавшимися Африканским и Южно-Американским континентами, а на юге — порогом, образованным Китовым хребтом и возвышенностью Риу-Гранди. Эти две структуры на протяжении раннего мела и в начале позднего мела составляли единый хребет, вершины которого в позднем апте находились на глубинах около 200 м [Melguen, 1978]. Изолированность этого бассейна обуславливала слабую циркуляцию и перемешивание вод, что приводило к обеднению нижних горизонтов водного столба растворенным кислородом и, вероятно, создавало условия, близкие к анаэробным. В периоды высокой биологической продуктивности в поверхностных водах, когда в нижние слои поступало большое количество органического вещества, кислород полностью расходовался на окисление его наиболее реактивных компонентов. На дне накапливались осадки, богатые органическим веществом, которые в процессе диагенеза превращались в черные глины. В периоды относительно низкой продуктивности планктона в поверхностных водах, когда осаждение органического вещества было незначительным, даже в придонном слое воды могло сохраняться некоторое количество кислорода, и в этом случае накапливались более светлые слабо окисленные осадки с низким содержанием органического вещества.

Близкие к анаэробным условия в Ангольской котловине сохранялись вплоть до начала сантонского века, в то время как в Капской впадине накопление черных глин прекратилось в раннем альбе, когда установился постоянный водообмен между южной половиной Южно-Атлантического бассейна и Индийским, а возможно и Тихим, океаном. Как и в раннем мелу, в первой половине позднего мела система Китового хребта и возвышенности Риу-Гранди играла роль эффективного барьера, препятствовавшего свободному водообмену между северной и южной частями Южно-Атлантического бассейна. Прослой черных глин в отложениях сеноман-раннесантонского возраста сформировались как за счет высокой продуктивности планктона, так и за счет органического вещества, сносимого с прилегающей суши, о чем свидетельствуют остатки высших растений и горизонты турбидитов в разрезах скв. 364 и 530 [Bolli, Ryan et al., 1978; Nay, Sibuet et al., 1982].

В отличие от черных глин раннемелового возраста, вскрытых в Ангольской котловине, которые характеризуются тонкой, почти ленточной слоистостью и практически полностью лишены следов биотурбации, позднемеловые отложения, обогащенные органическим веществом, имеют циклическое строение и несут следы донной жизни. Такое отличие связано, вероятно, с менее выраженной стагнантностью северной части Южно-Атлантического океана в позднем мелу и с чередованием периодов полностью анаэробных условий с периодами слабой циркуляции и относительной обогащенности придонных вод растворенным кислородом. Уменьшение стагнантности явилось результатом постепенного погружения и расхождения Китового хребта и возвышенности Риу-Гранди и увеличения водообмена с южной половиной Южно-Атлантического океана. Кроме того, к середине позднего мела устанавливается постоянная связь с Северной Атлантикой и, начиная с этого времени, в Атлантическом океане практически повсеместно устанавливаются нормальные океанические условия.

Таким образом, материалы глубоководного бурения в Южной Атлантике, несмотря на ограниченное число скважин, вскрывших отложения черных глин, демонстрируют эволюцию гидрохимического режима на ранних этапах раскрытия океанических бассейнов, на которую накладывают отпечаток факторы планетарного масштаба. Эти данные совместно с результатами изучения подобных отложений в Северной Атлантике, Тихом и Индийском океанах, а также на континентах позволяют полнее представить историю формирования этих осадков в течение мезозойского времени. Основные выводы можно сформулировать следующим образом.

1. Накопление отложений, обогащенных органическим веществом, происходило асинхронно в различных районах Мирового океана на протяжении длительного отрезка времени, охватывавшего позднюрское (начиная с оксфорда) и большую часть мелового времени (по сантон включительно). В мезозое выделяются четыре крупных периода формирования этих отложений.

Черные глины наиболее древнего, позднюрского периода встречены только в южной части Южно-Атлантического бассейна в пределах Фолклендского плато. Осадки второго периода, соответствующие первой половине раннего мела (берриас—баррем), имеют довольно широкое распространение. Они установлены в западной и восточной частях Северной Атлантики, в Южно-Атлантическом бассейне, а также в скв. 249 в юго-западной части Индийского океана. При этом типичные черные глины вскрыты только в Южной Атлантике в районе Фолклендского плато. В других районах Атлантического океана и в пределах Мозамбикского хребта в Индийском океане отложения этого периода лишь относительно обогащены органическим веществом.

Наибольшим распространением характеризуются черные глины третьего периода, охватывавшего апт-сеноманский интервал. Отложения этого возраста с высоким содержанием органического углерода встречены во многих скважинах, пробуренных в восточной и западной частях Северной и Южной Атлантики, в Тихом и Индийском океанах, а также на Европейском континенте в Средиземноморье. Повсеместно они отличаются наиболее высокими (для мезозойских отложений) средними содержаниями органического вещества. Черные глины последнего периода их накопления (турон—сантон) имеют ограниченное распространение и встречены только в северной половине Южной Атлантики, на поднятии Островов Зеленого Мыса и в пределах Карибского бассейна. Как правило, они характеризуются невысокими концентрациями органического углерода, за исключением скважин, пробуренных в Ангольской котловине и на поднятии Островов Зеленого Мыса.

2. Причиной возникновения и существования в придонном слое воды в течение длительного времени анаэробных или близких к ним условий является в большинстве случаев слабое вертикальное перемешивание и вследствие этого стабильная стратификация водного столба в том или ином океаническом бассейне. Черные глины отлагались в обстановке острого дефицита растворенного кислорода или его полного отсутствия в придонном слое воды и в поверхностном слое осадков.

Такая гидрологическая обстановка в океаническом бассейне определяется сочетанием разнообразных факторов: значительным и равномерным прогревом поверхности суши и океанов, низким температурным градиентом, высокой продуктивностью планктона и расцветом растительности на суше, интенсивной эрозией и поступлением в бассейны больших объемов терригенного материала и другими характерными факторами так называемых политаксонных периодов в истории Земли, а также тектонической обстановкой, т. е. размерами бассейна, его очертаниями и наличием порогов, осложнявших циркуляцию и водообмен с другими бассейнами.

Богатые органическим веществом осадки могли накапливаться также в районах пересечения дна бассейна со слоем кислородного минимума, сформировавшимся на обширных пространствах в политаксонные периоды.

3. Важнейшая особенность строения толщ черных глин — их циклический характер — обусловлена чередованием периодов полной стагнации и слабой циркуляции, связанных с климатическими колебаниями. Последние прямым или косвенным образом влияли на масштабность воздействия турбидитных потоков.

4. Источником органического вещества при формировании этих отложений в разные периоды в зависимости от климатических особенностей и географического положения осадочного бассейна служили либо планктон, обитавший в поверхностном слое воды (в зоне фотосинтеза), либо гумусовое вещество, поставляемое на дно турбидитными потоками. Часто, особенно вблизи континентов, органическое вещество поступало из обоих источников. Соотношение этих компонентов является хорошим индикатором истории развития самого бассейна, а также характера палеосреды и процессов на смежных континентах.

5. Всесторонний геохимический анализ автохтонного и аллохтонного органического

вещества (липиды, кероген, гуминовые кислоты, аминокислоты, соотношение легких и тяжелых углеводов и т. д.) позволяет видеть в черных глинах возможный источник жидких углеводов — при определенных значениях мощности перекрывающего чехла пород и соответствующей величине теплового потока.

6. Фация черных глин занимает определенное место в вертикальном ряду фаций разреза мезозойских отложений Атлантического океана.

На коре континентального типа (Фолклендское плато) мелководные черные глины (шельф — самая верхняя часть континентального склона) залегают на субэвральных глинах и алевролитах и, в свою очередь, перекрываются сравнительно мелководными (внешняя часть шельфа — верхняя часть континентального склона) пелагическими осадками, формировавшимися уже в условиях окислительного режима.

Иная картина наблюдается на коре океанического типа. Как известно, рифтогенезу и раздвиганию Атлантического океана предшествовало накопление континентальных и эвапоритовых толщ. Они обнажены на смежных участках континентов и фиксируются геофизическими методами (обычно как диапировые структуры) на континентальных склонах Африки, Северной и Южной Америки [Machens, 1970; Pautot et al., 1970, 1973; Summerhayes et al., 1971; Baumgartner, van Andel, 1971]. Возраст эвапоритовых толщ меняется от триасового—нижнеюрского в Северной Атлантике до аптского в Южной Атлантике. Фация черных глин не наследует эвапоритовые толщи и не связана с ними.

Базальты океанического фундамента непосредственно перекрыты фацией пелагических известняков, лишь у континентального склона иногда замещаемых терригенно-карбонатными образованиями (Марокканская впадина, скв. 370; Капская впадина, скв. 361). В Южной Атлантике известняки составляют самое основание разреза и относятся к аптскому и главным образом к альбскому ярусам. Сочетание планктонных фораминифер и наннопланктона с относительно мелководными бентосными фораминиферами, обломками моллюсков и известковых водорослей указывает на то, что накопление карбонатных осадков происходило на глубинах в первые сотни метров (Ангольская впадина, скв. 364; Китовый хребет, скв. 363). Лишь в ходе океанического погружения глубины достигли здесь 2200—2400 м.

В Северной Атлантике фация пелагических известняков в основании разреза имеет значительно более древний, позднеюрско-неокомский возраст. Только в некоторых районах известняки характеризуются мелководным обликом (плато Блейк). Обычно же они состоят из наннопланктона и содержат многочисленные аптихи, кальпионеллы, динофлагелляты, пелагические пелециподы и криноиды (*Saccosoma*), а также особый комплекс бентосных фораминифер [Luterbacher, 1972; Renz, 1972, 1978; Kuznetsova, Seibold, 1978; Крашенинников, 1978; Басов, 1980].

Последние включают спирилиниды, скульптурированные нодозарииды, агглютинированные фораминиферы с подчиненным количеством других форм (спирилинидово-нодозариидовый палеоценоз по В. А. Басову [1980]). Виды более мелководных цикламнид, орбитолинид, миллиолид, цератобулиминид, эпистоминид, инволютинид отсутствуют или очень редки. Особенно показательно отсутствие трех последних семейств, представители которых обладают арагонитовой раковиной. Поскольку глубина компенсации арагонита, как неустойчивого минерала, около 1000 м, можно сделать вывод, что пелагические известняки юры — неокома впадины Островов Зеленого Мыса, Багамского плато и Бермудского поднятия образовались ниже уровня 1000 м, в интервале глубин от 1000 до 2000 м. Последующее океаническое погружение в этих районах привело к возникновению абиссальных равнин с глубинами 5000—6000 м.

Именно фация пелагических известняков Северной и Южной Атлантики сменяется фацией черных глин с высоким содержанием органического вещества. Эта смена происходит постепенно, и повсеместно наблюдается пачка чередования пелагических известняков, известковистых глин и лишенных органических остатков черных глин, указывая на весьма непостоянный гидрохимический режим. Подобные переходные пачки установлены в разрезах готерива—баррема впадины Островов Зеленого Мыса (скв. 367), готерива у континентального склона Северной Америки (скв. 105) и на западе Бермудского поднятия (скв. 387) и апта—альба Китового хребта, Ангольской впадины, поднятия Демерара (скв. 363, 364, 144) и др.

Фация черных глин в Северной и Южной Атлантике сменяется вверх по разрезу фацией чисто пелагических, подчас батиальных и абиссальных осадков. На поднятиях (Риу-Гранди, Сан-Паулу, Демерара, Китовый хребет, плато Блейк) черные глины замещаются наннопланктонными и фораминиферовыми илами и мелом (глубины осадконакопления 1500—3500 м). На абиссальных равнинах вдоль восточного побережья Северной Америки и во впадине Островов Зеленого Мыса черные глины покрываются бурыми и пестроцветными некарбонатными цеолитовыми глинами с агглютированными фораминиферами. Последние отлагались ниже уровня карбонатной компенсации, на глубинах 4000—5500 м.

7. Литологические особенности фации черных глин отражают палеорельеф мелового Атлантического океана. В своем наиболее типичном виде монотонные и большой мощности толщи черных глин развиты во впадинах Островов Зеленого Мыса, Ангольской, на абиссальных равнинах у восточного побережья Северной Америки. Стагнантные условия в глубоководной области океана были наиболее стабильны. На поднятиях (Китовый хребет, Риу-Гранди, Сан-Паулу, Демерара) черные глины содержат то или иное количество прослоев пелагических карбонатных пород с обильным планктоном, т. е. на средних глубинах океанического бассейна восстановительный режим был менее устойчив, нередко замещаясь окислительными условиями. Точно так же на средних глубинах континентального склона (около 1000 м) черные глины апта—альба могут замещаться псичим мелом, хотя и с повышенным содержанием органического вещества (Западная Сахара, скв. 369).

8. Изложенные материалы ясно показывают, что батиметрический фактор не является главным и определяющим в формировании черных глин. Эти отложения образовывались в широком диапазоне глубин — от условий шельфа до глубоководных впадин.

К мелководным осадкам следует относить верхнеюрско-аптские черные глины Фолклендского плато. Однако еще раз напомним, что мы имеем здесь дело с корой континентального типа.

На коре океанического типа (и частично на континентальном склоне) к относительно мелководным образованиям принадлежат черные глины апта—альба с прослоями пелагических известняков (Китовый хребет, поднятия Демерара, Риу-Гранди, Сан-Паулу). Накопление этих осадков происходило на глубинах первых сотен метров. Прослой черных глин с обильным органическим веществом и без донной фауны свидетельствуют о том, что уровень слоя стагнантных анаэробных вод мог занимать весьма высокое батиметрическое положение.

Черные глины глубоководных равнин и впадин (Островов Зеленого Мыса, Ангольская, Капская, серия впадин в районе Бермудских и Багамских островов) принадлежат к глубоководным пелагическим осадкам, формировавшимся на глубинах от 1000 до 3500 м. Основная масса местонахождений черных глин с органическим веществом должна быть помещена именно в этот фациальный тип осадков. Наиболее глубоководные черные глины приурочены к двум районам с различной геологической обстановкой:

1) к глубоководной впадине апта—альба у подножия Бермудского поднятия (скв. 386, 417, 418). Здесь пачка базальных карбонатных пород практически отсутствует. Прямо на базальтах залегает маломощная пачка переслаивания черных глин радиоляриевых аргиллитов и наннопланктонных илов, замещаемая по разрезу собственно черными глинами. Глубины накопления осадков, очевидно, достигали 3000—3500 м (современные глубины в процессе океанического погружения составляют здесь 5500—6000 м);

2) к глубоководной верхнеюрской впадине Островов Зеленого Мыса (скв. 367), где разрез начинается базальной пачкой известняков верхней юры — валанжина, далее следует толща переслаивания известняков и черных глин готерива—баррема, черных глин и известковистых глин апта — альба, а заканчивается разрез черными глинами сеномана—турона с крайне редкими остатками наннопланктона. Здесь великолепно видно изменение батиметрических условий в ходе океанического погружения. Очевидно, черные глины сеномана—турона отлагались на глубинах, близких к лизоклину нанно-

планктона (около 4000 м). Действительно, выше следуют некарбонатные глины верхнего мела с агглютинированными фораминиферами [Pflaumann, Krashennnikov, 1978]. Современные глубины океана в этой впадине достигают 5000 м.

Конечно, экологический состав фауны и флоры кардинально различен в шельфовых черных глинах Фолклендского плато, в относительно мелководных черных глинах на поднятиях и в батальных черных глинах глубоководных впадин Северной и Южной Атлантики. Ключом к познанию этих условий является характер органического мира из карбонатных прослоев циклически построенных толщ черных глин.

Вопросами батиметрических условий накопления черных глин занимались многие видные ученые — Т. ван-Андел, И. Тиде, Дж. Склейте, У. Хей, Л. Монтадер, И. Лансло, Э. Зайболд и др. [van Andel et al., 1977; Tiede, 1979; Tiede, van Andel, 1977; Lancelot, Seibold, 1975; de Graciansky et al., 1979]. По их мнению, черные глины следует рассматривать как пелагические и гемипелагические осадки, образовавшиеся на глубинах от 500 до 3000 м. Реконструкция глубин накопления меловых черных глин с обильным органическим веществом в Южной Атлантике с учетом процесса океанического погружения подтверждает эти цифры [Thiede, van Andel, 1977, фиг. 3]. В уже упоминавшейся монографии «Природа и происхождение меловых, богатых органическим веществом фаций» [Nature..., 1982] пелагический характер черных глин принимается как очевидный факт. Возможность накопления органического вещества в глубоководных котловинах со стаagnантным режимом подтверждается неогеновыми и четвертичными сапропелитами Восточного Средиземноморья [Cita, Grignani, 1982].

Таким образом, многие аспекты состава, строения и происхождения черных глин стали достаточно очевидными, но было бы преждевременным делать окончательные выводы. Эта проблема является чрезвычайно сложной и многоплановой и может быть решена только после проведения детальных комплексных исследований, включающих как изучение известных местонахождений черных глин, так и дополнительное бурение в различных районах Мирового океана. Особенно острой остается дилемма происхождения черных глин: стратификация столба воды и стаagnантность нижнего слоя вод или существование срединного слоя кислородного минимума?

В заключение необходимо сказать, что имеется и другая точка зрения о батиметрических условиях образования черных глин и их происхождении. Она высказана П. П. Тимофеевым, Л. И. Боголюбовой и В. В. Еремеевым [Боголюбова, Тимофеев, 1978; Тимофеев, Боголюбова, 1980а,б; Тимофеев и др., 1980; Тимофеев, Еремеев, 1982; Timofeev, Bogolyubova, 1979; Проблемы литологии..., 1982]. Эти авторы провели очень важную работу по изучению органического вещества и литологического состава черных глин, однако их представления о фациальной обстановке накопления черных глин коренным образом расходятся с вышеизложенными материалами и воззрениями названных в этой монографии ученых.

По мнению П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой и В. В. Еремеева, в развитии осадочного чехла Атлантического океана выделяются озерный тип ландшафта (в основном юра) и лагунно-морской и мелководного моря (нижний — частично поздний мел). Лишь в конце позднего мела появился океанический тип ландшафта. Черные глины накапливались в лагунно-морскую стадию, будучи сугубо мелководными осадками. Очевидно, известняки верхней юры — неокома с наннопланктоном, фораминиферами, криноидеями и аммонитами, подстилающие черные глины, попадают в озерную стадию. Это находится в полном противоречии с систематическим и экологическим составом фауны и флоры в базальной толще известняков и в черных глинах, а также с их положением в вертикальном ряду фаций. Лишь в отдельных районах черные глины действительно имеют мелководное, но морское (не лагунное) происхождение (например, Фолклендское плато).

Ближних взглядов придерживается А. А. Пронин [1978], который считает черные глины угленосной формацией прибрежно-мелководного генезиса, своего рода аналогом паралических угленосных толщ на континентах.

В последней из опубликованных работ П. П. Тимофеев с соавторами [1983] несколько отходят от занимаемой ими позиции. Выделяются два типа «черных сланцев»: прибрежно-морской с обильным гумусовым веществом (Бискайский залив, скв. 402) и более

глубоководный с преобладанием сапропелевого материала (Бискайский залив, скв. 400; впадина Островов Зеленого Мыса, скв. 376). Но в целом черные глины считаются мелководным фаціальным типом осадков.

Первопричиной существования двух противоположных точек зрения служит, как уже указывалось, необычайная сложность природного явления. Нет никакого сомнения, что сторонники и той и другой концепции внесли большой вклад в изучение особенностей этого явления и каждая из концепций достойна уважения. Сложившаяся ситуация скорее отражает естественный ход развития наших знаний. В борьбе различных научных концепций будет найдена истина. Поиск ее интересен и принципиально важен не только с точки зрения процессов осадконакопления в океанических бассейнах, но и с позиций всего геологического прошлого океанов, т. е. времени их заложения, развития и образования горючих полезных ископаемых.

Этот раздел содержит краткие описания ниже- и верхнемеловых видов планктонных и бентосных фораминифер и кальцисферулид, касаясь их морфологических особенностей и стратиграфического распространения. В целом он носит иллюстрационный характер.

В процессе определения планктонных фораминифер мы столкнулись со многими трудностями. Виды, обнаруженные в меловых осадках Фолклендского плато, характеризуются обширным географическим распространением, они хорошо известны и из синхронных отложений тепловодной области. Но в пределах Фолклендского плато они обитали у края своего географического ареала, т. е. эти таксоны представляют собой высокоширотные географические разновидности, которые значительно отличаются от своих тропических и субтропических двойников. В общих чертах эти отличия можно определить следующим образом: размеры австральных особей меньше; кили у видов двукилевых *Globotruncana* развиты умеренно или слабо; у видов с рельефными киями и сутурами (в тепловодной области) последние структурные элементы становятся низкими, слабо орнаментированными; пупочные углубления более мелкие и узкие; камеры менее вздутые.

Очень часто виды *Hedbergella* составляют основной фон ассоциаций планктонных фораминифер в меловых осадках Фолклендского плато. Однако степень изученности хедбергелл оставляет желать лучшего. Причина кроется в том, что этот род занимает подчиненное положение в микрофауне тропического и субтропического поясов. В результате у нас остались сомнения относительно видовой принадлежности некоторых представителей планктонных фораминифер, и они описываются здесь с открытой номенклатурой или только с родовым определением. Тщательное изучение высокоширотных планктонных фораминифер является важной научной задачей будущего.

Вероятно, еще большие трудности возникают при изучении бентосных фораминифер, причем в альбских отложениях Фолклендского плато их насчитывается около 100 видов, а в осадках верхнего мела — свыше 200 видов. Мы старались дать общее представление о характере бентосной мелководной микрофауны банки Мориса Юнга. Поэтому систематическая часть включает краткие сведения о бентосных фораминиферах, либо широко распространенных в осадках, либо редких, но важных в стратиграфическом плане, либо характеризующих австральную биогеографическую провинцию, либо интересных для палеоэкологической трактовки. И здесь видовая (и родовая) принадлежность некоторых видов остается под вопросом. Конечно, лишь незначительная часть бентосных фораминифер комментируется в тексте и изображена на таблицах. При их описании используется главным образом классификация, предложенная А. Леблич и Х. Таппан [Loeblich, Tappan, 1964].

Кальцисферулиды только входят в практику микропалеонтологических исследований, их возможности для стратиграфии до конца еще не ясны. Но уже сейчас они становятся полезной дополнительной группой планктонных организмов. Ранее кальцисферулиды преимущественно описывались из меловых осадков тепловодной области. Тем больший интерес представляет их обнаружение в меловых отложениях высоких широт. И в этом случае мы рассматриваем лишь некоторые таксоны кальцисферулид.

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

СЕМЕЙСТВО SCHACKOINIDAE POKORNÝ, 1958

Род *Schackoina* Thalmann, 1932

Schackoina cenomana (Schacko)

Табл. I, 1—3

1897. *Siderolina cenomana* Schacko¹, p. 166, pl. 4, fig. 3—5

Раковина небольших размеров (диаметр 0,18—0,22 мм, толщина 0,10 мм), плани-спиральная, двусторонне сжатая, эволютная, с сильно лопастным периферическим краем. Камеры удлиненные, вздутые, расположенные крестообразно, заканчивающиеся на периферии хорошо выраженным удлиненным шипом, который часто бывает обломан. В последнем обороте 4 камеры, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Поверхность обычно гладкая. Межкамерные швы глубоко вдавленные, радиальные, прямые. Пупочная область неглубокая, широко открытая. Устье внутрикраевое, низкоарковидное.

Этот вид характерен для сеномана многих районов на континентах и в океанах, своим появлением обычно фиксируя его нижнюю границу. Однако редкие экземпляры могут встречаться уже в альбских отложениях и проходить вплоть до сантона. В скв. 511 этот вид обнаружен в верхнесеноманско-сантонском интервале.

Schackoina multispinata (Cushman and Wickenden)

Табл. I, 4—6

1930. *Hantkenina multispinata* Cushman and Wickenden, p. 40, pl. 6, fig. 4—6

Раковина маленькая (диаметр 0,25—0,30 мм, толщина 0,15—0,18 мм), планиспиральная, двусторонне сжатая, эволютная, с сильно выраженным лопастным краем. Камеры удлиненные, вздутые; каждая камера несет на себе один-два шипа, ориентированные в разных направлениях; в основании камеры уже, чем в средних частях. Последний оборот содержит 4 камеры, расположенные свободно и быстро увеличивающиеся в размере по мере роста раковины, последняя камера обычно большая и противопоставлена остальным. Межкамерные швы глубоко вдавленные, рассекающие раковину на 3—4 части. Пупочная область широкая, открытая. Устье внутрикраевое, экваториальное, низкоарковидное.

Этот вид близок к *Schackoina cenomana*, но отличается от него более узкими в проксимальных частях камерами, их более свободным расположением, а также тем, что камеры часто имеют два шипа вместо одного, характерного для первого вида.

Редкие экземпляры *Sch. multispinata* спорадически присутствуют в нижней части кампанских отложений скв. 511 и постоянны в верхнекампанско-нижнемаастрихтском интервале.

СЕМЕЙСТВО PLANOMALINIDAE BOLLI, LOEBLICH AND TAPPAN, 1957

Род *Globigerinelloides* Cushman and ten Dam, 1948

Globigerinelloides eaglefordensis (Moreman)

Табл. I, 7, 8

1927. *Anomalina eaglefordensis* Moreman, p. 99, pl. 16, fig. 9

Раковина маленькая, (диаметр 0,20—0,25 мм, толщина 0,13—0,15 мм), планиспиральная, сжатая с двух сторон, с лопастным периферическим краем. Камеры субсферические, вздутые, 7—8 в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; стенка пористая; поверхность раковины гладкая. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, радиальные, прямые. Пупочная область открытая, широ-

¹ Палеонтологические работы, в которых дается первое описание того или иного вида, в списках литературы не приводятся.

кая, углубленная, около последних камер с нависающими пластинками. Устье низкое, арковидное, внутрикраевое, экваториальное, ограниченное узкой губой.

Вид обычен в сеномане Северной Америки и Европы; известен также из вракона Франции [Magniez-Jannin, 1975]. Изредка встречается в верхнесеноманских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Globigerinelloides gyroideiformis Moullade

Табл. I, 9, 10

1966. "*Globigerinelloides*" *gyroideiformis* Moullade, p. 128, pl. 9, fig. 16—22

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,40 мм, толщина 0,22—0,28 мм), псевдо-планиспиральная, инволютная, с широко округлым и слегка лопастным периферическим краем. Камеры сферические, 4—5 в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере по мере роста раковины, поверхность гладкая. Швы радиальные, прямые, слабо вдавленные. Пупок узкий, неглубокий. Устье арковидное, широкое, низкое, внутрикраевое, иногда ограниченное узкой губой.

Вид часто описывается из ниже-среднеальбских отложений Европы, Индийского [Krashennnikov, 1974a] и Атлантического [Pflaumann, Krashennnikov, 1977] океанов. Редкие экземпляры встречены также в альбском интервале скв. 511 на Фолклендском плато.

Globigerinelloides bollii Pessagno

Табл. II, 1, 2

1967. *Globigerinelloides bollii* Pessagno, p. 275, pl. 62, fig. 5; pl. 81, fig. 7, 8; pl. 97, fig. 1, 2; pl. 100, fig. 3

Раковина средних размеров (диаметр 0,30—0,35 мм, толщина 0,15 мм), планиспиральная, сильно двусторонне сжатая, частично инволютная, с лопастным периферическим краем. Камеры сферические, вздутые, 7—8 в последнем обороте, плотно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность гладкая. Межкамерные швы хорошо выраженные, сильно вдавленные, радиальные, прямые. Пупочная область широкая, неглубокая. Устье низкое, арковидное, внутрикраевое, экваториальное.

Вид впервые описан из маастрихтских отложений Северной Америки [Pessagno, 1967]. Часто встречается в кампане — нижнем маастрихте Фолклендского плато (скв. 511).

Globigerinelloides asperus (Ehrenberg)

Табл. II, 3, 4

1854. *Phanerostomum asperum* Ehrenberg, pl. 30, fig. 26; pl. 32, fig. 24

Раковина маленькая (диаметр 0,20—0,26 мм, толщина 0,10—0,14 мм), планиспиральная, двусторонне сжатая, частично инволютная, с лопастным периферическим краем. Камеры субсферические, несколько уплощенные, 8—9 в последнем обороте, относительно быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины, более или менее свободно расположенные в обороте; поверхность гладкая. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, радиальные, прямые. Пупочная область широкая, неглубокая. Устье низкое, арковидное, внутрикраевое, экваториальное, сверху ограниченное очень тонкой губой.

Этот вид близок к *G. bollii*, но отличается от него более уплощенными камерами и их более быстрым возрастанием в высоту. Постоянно и в большем количестве присутствует в турон-маастрихтской части разреза скв. 511 на Фолклендском плато.

Globigerinelloides impensus Sliter

Табл. II, 5, 6

1977. *Globigerinelloides impensus* Sliter, p. 541, pl. 6, fig. 1—3

Раковина среднего размера (диаметр 0,35—0,43 мм, толщина 0,10—0,12 мм), планиспиральная, двусторонне сжатая, частично эволютная, с лопастным периферическим краем. Камеры сферические, от 8 до 10 в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся по мере роста раковины, последние камеры обычно овальные. Межкамерные швы отчетливые, радиальные, прямые или слегка искривленные. Стенка тонкопористая; поверхность бугристая на ранней стадии и гладкая на последних камерах. Устье арковидное, широкое, низкое, внутрикраевое, экваториальное, ограниченное сверху губой в виде тонкого валика; отчетливо видны также реликтовые устья.

У. Слайтер [Sliter, 1977b] впервые описал этот вид из верхнекампанских отложений Фолклендского плато (скв. 327). В наших материалах он часто присутствует в верхнекампанско-нижнемаастрихтских слоях скв. 511.

Globigerinelloides multispinatus (Lalicker)

Табл. II, 7—9

1948. *Biglobigerinella multispinata* Lalicker, p. 92, fig. 1—3

Раковина маленькая (диаметр 0,25—0,30 мм, толщина 0,15 мм), планиспиральная, биумбиликальная, двусторонне сжатая, частично эволютная, с лопастным периферическим краем. Камеры почти шаровидные, 5 камер в последнем обороте, сравнительно свободно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность покрыта тонкими густыми шипами. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, радиальные, прямые. Пупочная область широкая, неглубокая. Устье двойное, внутрикраевое.

Раковины этого вида изредка встречаются в кампан-нижнемаастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 327 и 511).

СЕМЕЙСТВО ROTALIPORIDAE SIGAL, 1958

Род *Hedbergella* Bronnimann and Brown, 1958

Hedbergella bornholmensis Douglas and Rankin

Табл. II, 10—12

1969. *Hedbergella bornholmensis* Douglas and Rankin, p. 193, fig. 6

Раковина средних размеров (диаметр 0,25—0,32 мм, высота 0,12—0,16 мм), низко трохоспиральная, с отчетливо лопастным, широко округлым периферическим краем. Камеры субсферические, $3\frac{1}{2}$ — 4 в последнем обороте, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, прямые или слегка искривленные. Стенка тонкопористая; поверхность покрыта мелкими шипами. Пупок глубокий и узкий. Устье внутрикраевое с заходом в пупочную область, иногда снабжено узкой губой.

Встреченные экземпляры идентичны голотипу, описанному из коньяк-сантонских отложений о-ва Борнхольм, Дания [Douglas, Rankin, 1969]. На Фолклендском плато вид развит в том же возрастном интервале. В скв. 511 он присутствует постоянно, но имеет невысокую численность.

Hedbergella amabilis Loeblich and Tappan

Табл. III, 1—3

1961. *Hedbergella amabilis* Loeblich and Tappan, p. 274, pl. 3, fig. 1—10

Раковина небольшого размера (диаметр 0,15—0,20 мм, высота 0,07—0,10 мм), трохоспиральная с низкой спиралью, сжатая, с лопастным периферическим краем. Камеры субсфе-

рические, 5—6 в последнем обороте, последние камеры сильно вытянутые; поверхность камер покрыта тонкими шипиками. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные, радиальные, прямые. Пупок открытый, широкий. Устье широкое, внутрикраевое, протягивающееся в пупочную область, с узкой губой.

Вид впервые описан из верхнесеноманско-нижнетуронских отложений североамериканских Великих Равнин [Loeblich, Tarrap, 1961], позднее был встречен в альбских отложениях континентов и океанических бассейнов. На Фолклендском плато он обнаружен только в альбском интервале (скв. 511).

Hedbergella delrioensis (Carsey)

Табл. III, 4—6

1926. *Globigerina cretacea* d'Orbigny var. *delrioensis* Carsey, p. 43

Раковина небольших размеров (диаметр 0,22—0,30 мм, высота 0,15 мм), трохоспиральная с низкой спиралью и лопастным периферическим краем. Камеры сферические, вздутые, $4\frac{1}{2}$ — 5 камер в последнем обороте, свободно расположенные, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Поверхность покрыта тонкими шипиками, часто срастающимися в пустулы, последние наиболее развиты в начальной стадии. Межкамерные швы хорошо выраженные, прямые или слегка искривленные, глубоко вдавленные на обеих сторонах раковины. Пупок открытый, широкий, глубокий; спиральная сторона уплощенная. Устье большое, арковидное, внутрикраевое, протягивающееся в пупочную область, часто ограниченное хорошо развитой губой.

Д. Эйхер и П. Ворстелл [Eicher, Worstell, 1970] отмечали значительную изменчивость этого вида в очертаниях раковины, в расположении камер и в их форме. Наиболее близок к виду *H. amabilis*, но отличается от последнего меньшей скоростью нарастания камер и менее лопастным периферическим краем.

Раковины *H. delrioensis* широко распространены в альб-сеноманских отложениях континентов и океанов. На Фолклендском плато они также обычны для этого интервала.

Hedbergella infracretacea (Glaessner)

Табл. III, 7—9

1937. *Globigerina infracretacea* Glaessner, с. 28, фиг. 1

Раковина маленькая (диаметр 0,13—0,16 мм, высота 0,08—0,10 мм), низко трохоспиральная, сжатая, с отчетливо лопастным периферическим краем. Камеры вздутые, овальной формы, слегка уплощенные на спинной стороне, обычно их 5 и в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные, радиальные, прямые на брюшной стороне и косые на спинной. Пупок широкий, вдавленный. Устье внутрикраевое, арковидное, низкое, протягивающееся в пупочную область.

Вид часто присутствует в альб-сеноманских отложениях Фолклендского плато, реже встречается в баррем-аптском интервале (скв. 511).

Hedbergella aff. *infracretacea* (Glaessner)

Табл. III, 10—12

В альбских отложениях скв. 511 на Фолклендском плато часто встречаются мелкие экземпляры с очень низкой (высота менее 0,10 мм) трохоспиральной сжатой раковиной, которые по своему облику близко напоминают вид *H. infracretacea*, но отличаются от него количеством камер в последнем обороте ($5\frac{1}{2}$ —6 камер вместо 5 у *H. infracretacea*), более сжатой раковиной, более широкой и открытой пупочной областью и очень плавным возрастанием высоты оборота и размеров камер.

В литературе неоднократно подчеркивалась сильная изменчивость вида *H. infracretacea*. В материалах скв. 511 изменчивость также ярко выражена, и здесь выделяются по крайней мере три разновидности, различающиеся по характеру периферического края: экземпляры с отчетливо лопастным, умеренно лопастным и слабо лопастным краем.

Hedbergella globigerinellinoides (Subbotina)

Табл. IV, 1—3

1949. *Globigerina globigerinellinoides* Субботина, с. 32, табл. 2, фиг. 11, 12

Раковина маленькая (диаметр 0,15—0,20 мм, высота 0,10 мм), низко трохоспиральная, сильно двусторонне сжатая, с лопастным периферическим краем. Камеры вздутые, сферические, от 6 до 7 в последнем обороте, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Стенка тонкопористая, поверхность раковины почти гладкая. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные, радиальные, прямые. Устье внутрикраевое, арковидное, иногда ограниченное узкой губой.

Некоторые авторы считают этот вид синонимом *H. planispira* на основании их большого морфологического сходства, однако *H. globigerinellinoides* отличается от последнего более вздутыми камерами, их менее плотной упаковкой в обороте и более лопастным периферическим краем.

Раковины *H. globigerinellinoides* встречаются в альбских отложениях скв. 511, будучи редкими в нижней части разреза и обычными в его верхней части.

Hedbergella aff. *simplicissima* (Magné and Sigal)

Табл. III, 13—15

Раковина небольшая (диаметр 0,25—0,35 мм, высота 0,15 мм), низко трохоспиральная, с лопастным периферическим краем. Камеры субсферические, вздутые, довольно свободно расположенные, от 5 до 5½ в последнем обороте, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Стенка пористая, поверхность раковины шиповатая. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные, радиальные, прямые. Устье внутрикраевое, широкое, аркоовидное, протягивающееся в пупочную область.

Экземпляры, встречающиеся в нашем материале, близки к представителям *H. simplicissima*, но отличаются от них более сферическими вздутыми камерами, их более плотной упаковкой в обороте, большим количеством камер в последнем обороте (*H. simplicissima* имеет 4—4½ камеры), менее выраженным лопастным краем и более округлым очертанием раковины.

Редкие экземпляры *H. aff. simplicissima* встречаются только в самой кровле альбских отложений скв. 511.

Hedbergella planispira (Tappan)

Табл. IV, 4—7

1940. *Globigerina planispira* Tappan, p. 122, fig. 12

Раковина очень маленькая (диаметр 0,13—0,17 мм, высота 0,08 мм), низко трохоспиральная, почти планиспиральная, сильно сжатая, с плоской спинной стороной, слегка лопастным краем и округлым очертанием. Камеры сферические, на спинной стороне уплощенные, 6—7 в последнем обороте, очень постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность гладкая. Межкамерные швы неотчетливые, слегка вдавленные. Пупочная область широко открытая, неглубокая. Устье низкое, арковидное, внутрикраевое, протягивающееся в пупочную область, ограниченное узкой губой.

Широко распространенный вид. Встречается повсеместно на континентах и в океанах с альба до сantonа. В этом же интервале встречен на Фолклендском плато в скв. 327 и 330 [Sliter, 1977b]. В скв. 511 часто присутствует в альб-нижнелуронских отложениях.

Hedbergella trocoidea (Gandolfi)

Табл. IV, 8—10

1942. *Anomalina lorneiana* d'Orbigny var. *trocoidea* Gandolfi, p. 98, pl. 2, fig. 1; pl. 4, fig. 2, 3; pl. 13, fig. 2, 5

Раковина среднего размера (диаметр 0,30—0,39 мм, высота 0,20 мм), низко трохоспиральная, с лопастным широко округлым периферическим краем и округлым очертанием

нием. Камеры субсферические, 6—7 и иногда более в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Поверхность покрыта мелкими шипиками, последние чаще развиты на начальных оборотах. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, радиальные, прямые, иногда слегка изогнутые. Пупочная область узкая, неглубокая. Устье арковидное, внутрикраевое, протягивающееся в пупочную область.

Вид часто встречается в альбских и сеноманских отложениях различных континентов и океанов. В скв. 511 на Фолклендском плато он типичен для альба.

Hedbergella brittonensis Loeblich and Tappan

Табл. IV, 11—13

1961. *Hedbergella brittonensis* Loeblich and Tappan, p. 274, pl. 4, fig. 1—6

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,42 мм, высота 0,25—0,28 мм), высоко трохоспиральная, с сильно выпуклой спинной стороной и лопастным периферическим краем. Последний оборот содержит 6 сферических вздутых камер, не очень плотно расположенных в обороте и постепенно увеличивающихся в размере. Поверхность покрыта пустулами, которые крупнее и чаще расположены в начальной части раковины. Межкамерные швы хорошо выраженные, довольно сильно вдавленные, радиальные, прямые, иногда слегка искривленные. Пупочная область узкая, глубокая. Устье большое, арковидное, внутрикраевое, протягивающееся в пупочную область и ограниченное хорошо выраженной губой.

Некоторые авторы считают этот вид младшим синонимом *H. portsmouthensis*. Скорее всего, он является самостоятельным видом, отличаясь от последнего высоко трохоспиральной раковинкой, менее лопастным периферическим краем и шиповатой поверхностью раковины.

Встреченные в верхнесеноманских отложениях Фолклендского плато экземпляры идентичны голотипу, описанному из формации Бриттонских глин (серия Игл-Форд, поздний сеноман), а также экземплярам из альбских отложений Индийского океана [Krasheninnikov, 1974a].

Hedbergella portsmouthensis (Williams-Mitchell)

Табл. V, 1—3

1948. *Globigerina portsmouthensis* Williams-Mitchell, p. 96, pl. 8, fig. 4

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,40 мм, высота 0,20 мм), трохоспиральная, с выпуклой спинной стороной и лопастным периферическим краем. Камеры сферические, 5 в последнем обороте, довольно свободно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, радиальные, прямые. Пупок узкий, глубокий. Поверхность шиповатая. Устье низко-арковидное, внутрикраевое, протягивающееся в пупочную область; на спиральной стороне иногда видны вторичные устья.

Вид обычен в сеноманских отложениях Северной Америки и Европы. У. Слайтер [Sliter, 1977b] описал экземпляры этого вида из альбских и сеноманских осадков Фолклендского плато. В нашем материале они встречены только в верхнесеноманском интервале скв. 511.

Hedbergella crassa (Bolli)

Табл. V, 4—6

1959. *Praeglobotruncana crassa* Bolli, p. 265, pl. 21, fig. 1, 2

Раковина маленькая (диаметр 0,2—0,3 мм, высота 0,10—0,15 мм), очень низко трохоспиральная, с уплощенной спинной стороной и выпуклой брюшной. Камеры овальные, на брюшной стороне вздутые, от 5 до 5½ в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Межкамерные швы отчетливые, радиаль-

ные, глубоко вдавленные, что обуславливает лопастной периферический край. Устье умбиликально-экстраумбиликальное, широкое, арковидное.

Раковины этого вида обычны в коньяк-кампанских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Hedbergella monmouthensis (Olsson)

Табл. V, 7—9

1960. *Globorotalia monmouthensis* Olsson, p. 47, pl. 9, fig. 22—24

Раковина маленькая (диаметр 0,25—0,30 мм, высота 0,15—0,17 мм), низкая, трохоспиральная, со слегка выпуклой спинной стороной и более выпуклой брюшной. Камеры сферические, вздутые, 5 в последнем обороте, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность шиповатая. Межкамерные швы хорошо выраженные, радиальные, вдавленные; периферический край лопастной, округлый. Устье низкое, арковидное, внутрикраевое с тенденцией к умбиликальному положению.

Этот вид несколько напоминает *H. holmdelensis*, но более сферические камеры и более грубошероховатая поверхность раковины позволяют отличить его от последнего.

Редкие экземпляры *H. monmouthensis* постоянно присутствуют в верхнекампанско-нижнемаастрихтских отложениях скв. 511 на Фолклендском плато.

Hedbergella sp. 1

Табл. VI, 6—8

Раковина маленькая (диаметр 0,2—0,3 мм, высота 0,15 мм), низко трохоспиральная, сжатая, с уплощенными спинной и брюшной сторонами, с лопастным периферическим краем и субквадратным очертанием. Камеры сжатые, почковидной формы, обычно $4\frac{1}{2}$ —5 в последнем обороте, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность гладкая. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, радиальные, прямые на брюшной стороне и изогнутые на спинной стороне. Устье низкое, арковидное, ограниченное узкой губой, протягивающееся от периферии в широкую пупочную область. Последняя камера иногда занимает от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ части оборота.

Некоторые экземпляры этого вида, представляющие, вероятно, его разновидность, в последнем обороте имеют 5— $5\frac{1}{2}$ камер и характеризуются более округлым очертанием с лопастным периферическим краем.

Этот вид, скорее всего, является новым. Он довольно часто присутствует в верхней части альбского интервала в скв. 511 на Фолклендском плато. Данный таксон требует более глубокого изучения.

Hedbergella sp. 2

Табл. VI, 9—11

Раковина маленькая, размером не более 0,25 мм в диаметре, низко трохоспиральная (высота 0,15 мм), со слегка выпуклой спинной стороной и более выпуклой брюшной стороной; очертание раковины субквадратное, удлиненное; периферический край лопастной. Камеры субсферические, вздутые, от 4 до $4\frac{1}{2}$ в последнем обороте, очень быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность камер тонко шиповатая. Межкамерные швы хорошо выраженные, радиальные, прямые на спинной стороне и слегка изогнутые на брюшной, вдавленные. Устье в виде высокого арковидного зияния в узкой пупочной области.

Этот характерный вид является, очевидно, новым. Он встречен в туронских отложениях скв. 511 на Фолклендском плато. Вид требует сравнения с другими представителями *Hedbergella* и дальнейшего изучения.

Hedbergella holzli (Hagn and Zeil)

Табл. VI, 1—3

1954. *Globigerina holzli* Hagn and Zeil, p. 32, pl. 2, fig. 8

Раковина маленькая, размером 0,20—0,25 мм в диаметре, очень низко трохоспиральная (высота 0,08—0,10 мм), почти планиспиральная, сжатая, с уплощенной, иногда слегка вогнутой спинной стороной и более выпуклой брюшной. Очертание раковины почти округлое, слегка удлиненное; периферический край округленный, лопастный. Камеры сферические, 5—6 в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере по мере их нарастания. Поверхность раковины на спинной стороне гладкая, на брюшной стороне покрыта маленькими шипами. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, радиальные, прямые на брюшной стороне и слегка изогнутые на спинной стороне. Устье низкое, арковидное, протягивающееся от периферии в широкую и глубокую пупочную область. Некоторые экземпляры имеют остатки пупочной тегиллы или пластинки, прикрывающие устье.

Родовая принадлежность *H. holzli* остается неясной. На основании того, что представители этого вида имеют широкий пупок с остатками тегиллы, он может быть отнесен к роду *Whiteinella*. Некоторые авторы включают этот вид в состав рода *Rugoglobigerina*.

H. holzli обнаружена в туронских—нижнесантонских отложениях Европы, Средней Азии и Северной Америки [Маслакова, 1978; Василенко, 1961; Barr, 1972]. В скв. 511 на Фолклендском плато этот вид распространен в том же стратиграфическом интервале, будучи довольно редким и лишь иногда образуя скопления.

Hedbergella loetterli (Nauss)

Табл. VI, 4, 5

1947. *Globigerina loetterli* Nauss, p. 336, pl. 49, fig. 11 a—c

Раковина среднего размера (диаметр 0,35 мм), очень низко трохоспиральная (высота 0,10—0,12 мм), почти планиспиральная, двусторонне сжатая; очертание округлое, периферический край лопастный. Камеры сферические, тесно расположенные, 6—7 в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Межкамерные швы хорошо выраженные, вдавленные, слегка изогнутые. Поверхность раковины гладкая, стенка тонкопористая. Устье низкое, арковидное, закрытое широкой пластинкой и протягивающееся от периферии раковины к широкому неглубокому пупку. Пластинки, закрывающие устья, срастаясь, образуют псевдотегиллу, которая отличает данный вид от всех других представителей рода *Hedbergella*.

Вид обычен для сантон-кампанских отложений Фолклендского плато (скв. 511) и морфологически близок к экземплярам, описанным и изображенным Р. Дугласом [Douglas, 1969] из коньяка Северной Калифорнии.

Род *Ticinella* Reichel, 1950

Ticinella roberti (Gandolfi)

Табл. VII, 1—3

1942. *Anomalina roberti* Gandolfi, p. 100, pl. 2, fig. 2; pl. 4, fig. 4—7, 20; pl. 5, fig. 1; pl. 13, fig. 3, 6

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,45 мм, высота 0,20—0,25 мм), высоко трохоспиральная, с сильно выпуклой спинной стороной. Очертание округлое, периферический край лопастный. Камеры овальные, 8—9 в последнем обороте, компактно расположенные, очень постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины, последняя камера иногда меньше размером, чем предыдущая. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, радиальные, слегка изогнутые, на спинной стороне иногда косые. Поверхность раковины покрыта бугорками, которые менее выражены на последних камерах. Устье низкое, арковидное, протягивающееся от периферии раковины в широкую и глубокую пупочную область, частично закрытую сросшимися пластинками.

Между камерами видны вторичные устья в виде небольших арок, ограниченных узкой валикообразной губой; иногда в связи с плохой сохранностью вторичные устья могут наблюдаться только между последними камерами.

Этот вид широко распространен в альбских отложениях континентов и океанов. На Фолклендском плато в скв. 511 он встречен только в нижней части альбского интервала.

С Е М Е Й С Т В О *Globotruncanidae* Brotzen, 1942

Р о д *Globotruncanella* Reiss, 1957

Globotruncanella inornata (Bolli)

Табл. VII, 4—6

1957. *Globotruncana inornata* Bolli, p. 57, pl. 13, fig. 5, 6

Раковина средних размеров (диаметр 0,30—0,35 мм, высота 0,15—0,18 мм), овального очертания, с уплощенными сторонами и лопастным периферическим краем. Камеры овальные или почковидные, 4 в последнем обороте, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Вдоль сжатого периферического края проходит неясно выраженный киль в виде узкого непористого утолщения, обычно видимый только при смачивании раковины водой. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, косые. Пупок небольшой и неглубокий.

Вид известен из турон-сантонских отложений многих районов мира. На Фолклендском плато встречен в туронском интервале скв. 511.

Р о д *Whiteinella* Pessagno, 1967

Whiteinella baltica Douglas and Rankin

Табл. VII, 7—9

1969. *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin, p. 197, fig. 9A — I

Раковина среднего размера (диаметр 0,27—0,35 мм, высота 0,15—0,17 мм), низко трохоспиральная, субквадратного очертания, с округлым лопастным периферическим краем. Камеры субсферические, вздутые, 4—5 в последнем обороте, довольно свободно расположенные, быстро увеличивающиеся в размере по мере роста раковины; поверхность камер покрыта грубыми шипиками. Пупочная полость маленькая, неглубокая, у хорошо сохранившихся экземпляров закрытая пластинкой.

Присутствующие постоянно в коньяк-сантонских и реже в нижнекампанских отложениях Фолклендского плато экземпляры идентичны впервые описанным Р. Дугласом и К. Ранкином [Douglas, Rankin, 1969] из одновозрастных слоев о-ва Борнхольм, Дания. Наибольшим сходством они обладают с паратипами, изображенными этими авторами на фиг. 9G, H, I.

Р о д *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952

Praeglobotruncana turbinata (Reichel)

Табл. VII, 10

1950. *Globotruncana stephani* Gandolfi var. *turbinata* Reichel, p. 609

Раковина довольно крупная (диаметр 0,40—0,52 мм, высота 0,30 мм), высоко трохоспиральная, коническая, с сильно выпуклой спинной стороной и плоской или слегка вогнутой брюшной стороной; очертание округлое, периферический край лопастной. Камеры узкие, полуокруглые, 5 в последнем обороте, компактно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность камер на спинной стороне тонко шиповатая. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, неглубокие, косые. Пупочная полость узкая, неглубокая. Киль тонкий с крошечными бусинками.

Очень редкие экземпляры этого вида встречены в сеноманских отложениях скв. 511.

Табл. VIII, 1—4

Раковина большая (диаметр 0,45—0,57 мм, высота 0,22—0,25 мм), однокилевая, трохоспиральная, с умеренно выпуклой спинной стороной и вогнутой брюшной; очертание округлое; периферический край лопастной. Камеры овальные, 6—7 в последнем обороте, компактно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность камер на обеих сторонах раковины шиповатая. Межкамерные швы хорошо выраженные, косые, вдавленные. Киль отчетливый в виде непористого валика, протягивающегося вдоль всего периферического края.

Часто встречаемые в нижнетуронском интервале скв. 511 раковины этого вида по своей морфологии очень близки к *P. oraviensis* из одновозрастных отложений Европы, отличаясь, однако от последней сильно шиповатой поверхностью камер.

Род *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967*Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno

Табл. VIII, 5—10

1967. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, p. 316, pl. 6, fig. 7—12

Раковина сравнительно крупная (диаметр 0,45—0,56 мм, высота 0,17—0,30 мм), трохоспиральная, с выпуклой спинной стороной, лопастным и широко округлым периферическим краем. Камеры сферические, вздутые, 5 в последнем обороте, расположенные довольно свободно, постепенно увеличивающиеся в размере по мере роста раковины; поверхность шиповатая. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные, радиальные, прямые. Пупочная полость открытая, умеренно глубокая. Устье пупочное.

Постоянно присутствующие в коньяк-сантонских отложениях Фолклендского плато экземпляры *A. bosquensis* по своим морфологическим признакам сходны с описанными из сантона о-ва Борнхольм, Дания [Douglas, Rankin, 1969]. В нашем материале выделяются две разновидности этого вида: экземпляры с высоко трохоспиральной и низко трохоспиральной раковиной. Некоторые формы, описанные У. Слайтером [Sliter, 1977b] из сантона скв. 327 как *Whiteinella baltica*, скорее всего, принадлежат к *Archaeoglobigerina bosquensis*.

Род *Globotruncana* Cushman, 1927*Globotruncana plummerae* Gandolfi

Табл. VIII, 11—13

1955. *Globotruncana fornicata plummerae* Gandolfi, p. 42, pl. 2, fig. 3, 4

Раковина средних размеров (диаметр 0,40—0,45 мм, высота 0,18—0,22 мм), низко трохоспиральная, с уплощенными, почти параллельными брюшной и спинной сторонами и лопастным периферическим краем. Камеры уплощенные, лепестковидной формы, 4 в последнем обороте, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины, компактно расположенные; поверхность камер гладкая. Межкамерные швы хорошо выраженные, подчеркиваемые шовными валиками, косые. Пупочная полость узкая, неглубокая. Устье пупочное. Вдоль всего периферического края проходят два хорошо выраженных киля, разделенных широким межкилевым поясом.

Редкие экземпляры этого вида, встреченные в кампанских осадках скв. 511 на Фолклендском плато, несколько отличаются от его типичных тепловодных представителей почти плоской раковиной и сравнительно маленькой пупочной полостью.

Globotruncana cretacea (d'Orbigny)

Табл. IX, 1—3

1840. *Globigerina cretacea* d'Orbigny, p. 34, pl. 3, fig. 12—14

Раковина средних размеров (диаметр 0,42—0,50 мм, высота 0,22—0,26 мм), трохоспиральная, асимметричная, с выпуклой спиральной стороной и слегка вогнутой пупоч-

ной, слабо выраженными килями, часто видимыми лишь при смачивании раковины водой, и широко округлым лопастным периферическим краем. Камеры лепестковидного очертания, слегка вздутые, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Поверхность покрыта мелкими шипиками, более густыми и хорошо выраженными на начальных оборотах. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, иногда слегка утолщенные, изогнутые на обеих сторонах. Пупочная область широкая и глубокая. В хорошо сохранившихся экземплярах видны дополнительные инфраламинарные устья.

G. cretacea типична для сантон-кампанских отложений Фолклендского плато (скв. 511). По морфологическим признакам раковины этого вида похожи на описанные из верхнемеловых отложений Европы и Северной Америки [Douglas, Sliter, 1966; Douglas, 1969; Douglas, Rankin, 1969].

Globotruncana pseudolinneiana Pessagno

Табл. IX, 4—6

1967. *Globotruncana pseudolinneiana* Pessagno, p. 310, pl. 65, fig. 24—27; pl. 76, fig. 1—3

Раковина среднего размера (диаметр 0,30—0,37 мм, высота 0,15 мм), низко трохоспиральная, с почти плоскими спинной и брюшной сторонами, угловатым усеченным периферическим краем и лопастным очертанием. Камеры лепестковидной формы, сжатые, 5—6 в последнем обороте, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность практически без какой-либо орнаментации. Межкамерные швы хорошо выраженные, сильно изогнутые, на спинной стороне четко-видные. Пупочная полость маленькая. Кили отчетливые, тонкие, расположенные близко один к другому.

Встреченные на Фолклендском плато раковины *G. pseudolinneiana* несколько отличаются от типичных тепловодных представителей этого вида меньшими размерами, более тонкими килями, почти неорнаментированными швами на брюшной стороне и небольшой пупочной полостью.

Некоторые авторы в качестве самостоятельного вида выделяют *G. lapparenti*, чрезвычайно близкого по своим морфологическим признакам к виду *G. pseudolinneiana*. По нашему мнению, представители *G. lapparenti*, имея то же стратиграфическое и географическое распространение, являются синонимом последнего. Номенклатурные вопросы этого таксона здесь не рассматриваются.

Редкие экземпляры *G. pseudolinneiana* обнаружены в верхнетуронских отложениях скв. 511.

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Табл. IX, 7—9

1839. *Rosalina linneiana* d'Orbigny, p. 101, pl. 5, fig. 10—12

Раковина средних размеров (диаметр 0,40—0,50 мм, высота 0,15—0,20 мм), низко трохоспиральная, с уплощенными, почти параллельными сторонами и слабо лопастным периферическим краем. Камеры лепестковидной формы, 6—7 в последнем обороте, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины. Межкамерные швы хорошо выраженные, орнаментированные бугорками на спинной и брюшной сторонах, сильно изогнутые. Пупочная полость маленькая, неглубокая. Кили хорошо развитые, утолщенные.

G. linneiana широко распространена в сантон-маастрихтских отложениях многих районов Европы и Америки. На Фолклендском плато редкие экземпляры этого вида найдены в сантон-кампанских осадках (скв. 511).

Globotruncana coronata Bolli

Табл. X, 1—3

1944. *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, p. 233, pl. 9, fig. 14—15; text — fig. 1, N 21—22

Раковина крупная (диаметр 0,50—0,58 мм, высота 0,14—0,19 мм), низко трохоспиральная, слегка двояковыпуклая, с угловатым усеченным, слегка лопастным пери-

ферическим краем и двумя тесно расположенными киями. Камеры на спинной стороне лепестковидные, уплощенные, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность камер морщинистая; стенка крупнопористая. Межкамерные швы хорошо выраженные, утолщенные, четковидные, сильно изогнутые на спинной и брюшной сторонах. Пупочная полость широкая и глубокая.

Холодноводные представители *G. согоната* отличаются от типичных тепловодных менее выраженной орнаментацией, особенно на брюшной стороне раковины, более тонкими киями и меньшей пупочной полостью.

Стратиграфический интервал распространения этого вида охватывает главным образом турон—сантон, редкие его особи встречаются также и в кампане. В скв. 511 на Фолклендском плато раковины *G. согоната* обнаружены в нижнекампанских отложениях; как правило, они редки, лишь иногда давая заметные концентрации.

Globotruncana marginata (Reuss)

Табл. X, 4—7

1845. *Rosalina marginata* Reuss, p. 36, pl. 8, fig. 54, 57; pl. 13, fig. 68

Раковина крупная (диаметр 0,55—0,66 мм, высота 0,15—0,20 мм), низко трохоспиральная, со слегка выпуклой спинной стороной и уплощенной брюшной, с тонкими близко расположенными киями, угловатым усеченным или иногда округлым периферическим краем и лопастным очертанием. Камеры лепестковидные, почти плоские на спинной стороне и субсферические вздутые на брюшной стороне, 6—7 в последнем обороте, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; стенка крупнопористая, поверхность бугорчатая. Межкамерные швы хорошо выраженные, рельефные, четковидные на спинной стороне и вдавленные на брюшной, сильно изогнутые. Пупочная область широкая, неглубокая.

Редкие представители этого вида постоянно встречаются в коньяк-сантонских отложениях скв. 511.

Globotruncana arca (Cushman)

Табл. IX, 10—12

1926. *Pulvinulina arca* Cushman, p. 23, pl. 3, fig. 1 a — c

Раковина средних размеров (диаметр 0,37—0,43 мм, высота 0,24—0,28 мм), трохоспиральная, асимметрично двусторонне выпуклая, с более выпуклой спиральной стороной, относительно хорошо развитыми и близко расположенными киями и лопастным усеченным периферическим краем. Камеры лепестковидной формы, 6—7 в последнем обороте, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; стенка пористая, поверхность бугристая. Межкамерные швы отчетливые, слегка утолщенные на спиральной стороне, сильно изогнутые. Пупочная полость широкая, вдавленная.

G. arca хорошо известна из кампана и маастрихта тропических и субтропических районов. Редкие экземпляры этого вида встречены в основании кампанских отложений в скв. 511 на Фолклендском плато. Они отличаются от типичных представителей заметно менее выраженными киями, слабой орнаментацией швов (особенно на брюшной стороне) и меньшей пупочной полостью.

Globotruncana bulloides Vogler

Табл. X, 8—12

1941. *Globotruncana bulloides* Vogler; b: Маслакова, 1978, с. 87, табл. 17, фиг. 3

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,43 мм, высота 0,18—0,22 мм), низко трохоспиральная, двусторонне сжатая, с уплощенной брюшной стороной и слегка выпуклой спинной, с двумя отчетливыми киями, разделенными широким пористым пространством, и почти прямоугольным лопастным периферическим краем. Последний

оборот содержит 5—6 камер, лепестковидных на спинной стороне и овальных на брюшной, постепенно увеличивающихся в размере с ростом раковины; стенка пористая, поверхность камер орнаментирована бугорками. Межкамерные швы и утолщенные валики вокруг пупка хорошо выраженные, четковидные, сильно изогнутые. Пупочная полость широкая и глубокая.

Этот вид характерен для сантон-кампанских отложений в Европе, Америке, Австралии. На Фолклендском плато его представители найдены в сантонских—нижекампанских слоях в скв. 511.

Globotruncana globigerinoides Brotzen

Табл. XI, 1—4

1936. *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, p. 177, pl. 12, fig. 3 a — c; pl. 13, fig. 3

Раковина небольшая (диаметр 0,25—0,30 мм, высота 0,17—0,20 мм), низко трохоспиральная, со слегка выпуклой спинной стороной и слабо выпуклой брюшной стороной, неотчетливыми тонкими, часто видимыми только во влажном состоянии килями и лопастным, усеченным на начальной стадии и округлым в последних камерах периферическим краем. Камеры сферические, слегка уплощенные на спинной стороне и вздутые на брюшной, 5—6 в последнем обороте, постепенно увеличивающиеся в размере; стенка тонкопористая, поверхность шероховатая. Межкамерные швы отчетливые, тонкие, глубоко вдавленные, изогнутые. Пупочная полость широкая, довольно глубокая.

Этот вид напоминает *G. cretacea*, и некоторые авторы [Douglas, Rankin, 1969] считают его синонимом последнего. Однако, по нашему мнению, *G. globigerinoides* заметно отличается своими сильно вздутыми сферическими камерами и более угловатым периферическим краем, особенно в начале последнего оборота.

Представители *G. globigerinoides* встречаются только в средней части кампанского интервала в скв. 511.

Род *Rugoglobigerina* Bronnimann, 1952

Rugoglobigerina pustulata Bronnimann

Табл. XI, 5—7

1952. *Rugoglobigerina pustulata* Bronnimann, p. 20, pl. 2, fig. 7—9; text — fig. 6 a — m, 7 a — i

Раковина средних размеров (диаметр 0,30—0,35 мм, высота 0,20 мм), низко трохоспиральная, с уплощенной спинной стороной и лопастным периферическим краем. Камеры почти шаровидные, 5—6 в последнем обороте, тесно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность орнаментирована крупными бугорками, орнаментация наиболее выражена на первых камерах последнего оборота.

Межкамерные швы отчетливые, изогнутые, вдавленные на брюшной стороне. Пупочная полость узкая. Устье умбиликальное, покрытое хорошо развитой тегиллой.

Раковины этого вида обычны в кампанско-нижемаастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 327, 511).

Rugoglobigerina pilula Belford

Табл. XII, 1—4

1960. *Rugoglobigerina pilula* Belford, p. 92, pl. 25, fig. 7—13; text — fig. 6

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,40 мм, высота 0,19—0,22 мм), трохоспиральная, двусторонне выпуклая, со слабо лопастным периферическим краем. Камеры сферические, вздутые; 5—6 в последнем обороте, компактно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность покрыта частыми грубыми морщинками, нередко радиально ориентированными. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, изогнутые. Устье внутрикраевое, смещенное в глубокую пупочную область, часто покрытую тегиллой.

Этот вид отличается от родственной *R. pustulata* более выпуклой спинной стороной,

более вздутыми камерами, их сравнительно более свободным расположением и менее выраженной орнаментацией.

Встреченные нами в большом количестве экземпляры в верхнекампанско-нижнемаастрихтских отложениях (скв. 511) раковины *R. pilula* близки к описанным и изображенным Д. Белфордом [Belford, 1960] из сантона и кампана Австралии и У. Слайтером [Sliter, 1977b] из кампана Юго-Западной Атлантики.

Rugoglobigerina rotundata Bronnimann

Табл. XII, 5—8

1952. *Rugoglobigerina rotundata* Bronnimann, p. 34—36, pl. 4, fig. 7—9; text — fig. 15 a — c, 16 a — c

Раковина средних размеров (диаметр 0,37—0,45 мм, высота 0,25—0,30 мм), высоко трохоспиральная, с сильно выпуклой спинной стороной, округлым периферическим краем и лопастным очертанием. Камеры сферические, 5—6 в последнем обороте, относительно свободно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере; поверхность покрыта бугорками и морщинками, неотчетливо радиально ориентированными. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные, радиальные, прямые. Устье большое, открытое.

R. rotundata отличается от близких и совместно встречающихся *R. pustulata* и *R. pilula* более крупной шаровидной раковиной, большей высотой оборота, широкой пупочной областью и устьем большего размера. Часто присутствует в верхнекампанско-нижнемаастрихтских отложениях, вскрытых скв. 511 на Фолклендском плато.

СЕМЕЙСТВО HETEROHELICIDAE CUSHMAN, 1927

Род *Planoglobulina* Cushman, 1927

Planoglobulina carseyae (Plummer)

Табл. XIII, 1, 2

1931. *Ventilabrella carseyae* Plummer, p. 178, pl. 9, fig. 7—10

Раковина сравнительно крупная (длина до 0,6 мм, наибольшая ширина до 0,4 мм), сжатая, с уплощенными параллельными сторонами, постепенно расширяющаяся. Камеры уплощенные, равномерно увеличивающиеся в размере с ростом раковины, расположенные вначале двурядно, позднее расположение камер многорядное, иногда неправильное; поверхность тонкорребристая. Межкамерные швы отчетливые, слегка вдавленные.

Вид широко распространен в кампан-маастрихтских отложениях тропических и субтропических районов. На Фолклендском плато редкие экземпляры *P. carseyae* встречаются в осадках верхнего кампана — нижнего маастрихта в скв. 327 [Sliter, 1977b] и скв. 511.

Род *Heterohelix* Ehrenberg, 1843

Heterohelix globulosa (Ehrenberg)

Табл. XI, 8—10

1840. *Textularia globulosa* Ehrenberg, p. 135, pl. 4, fig. 1, 2, 4, 5, 7, 8

Раковина средних размеров (длина 0,35—0,50 мм, наибольшая ширина 0,2—0,3 мм), удлинённая, постепенно расширяющаяся, с лопастным периферическим краем. Камеры шаровидные, вздутые, расположенные двурядно, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность покрыта тонкими частыми ребрами, видимыми при большом увеличении. Межкамерные швы отчетливые, глубоко вдавленные, перпендикулярные оси нарастания раковины. Устье высокоарковидное, расположенное в основании последней камеры.

Раковины этого вида обычны в отложениях турон-маастрихтского интервала скв. 511 на Фолклендском плато.

Heterohelix reussi (Cushman)

Табл. XIII, 3, 4

1938. *Guembelina reussi* Cushman, p. 11, pl. 2, fig. 6—9

Раковина маленькая (длина до 0,3 мм, наибольшая ширина до 0,25 мм), широко клиновидной формы, с лопастным периферическим краем. Камеры сферические, вздутые, двурядно расположенные, быстро увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность покрыта тонкими продольными ребрами. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, расположенные под углом к оси нарастания. Устье высокоарковидное, в основании последней камеры.

Вид в большом количестве экземпляров присутствует в сантон-маастрихтских отложениях скв. 511, редкие его особи встречены также в турон-коньякском интервале.

Heterohelix glabrans (Cushman)

Табл. XII, 9, 10

1946. *Guembelina glabrans* Cushman, p. 109, pl. 46, fig. 17, 18

Раковина маленькая (длина до 0,35 мм, наибольшая ширина до 0,2 мм), удлинённая, сильно сжатая, с заостренным слегка лопастным периферическим краем. Камеры уплощенные, двурядно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере по мере роста раковины; поверхность гладкая, блестящая. Межкамерные швы отчетливые, слегка вдавленные, почти перпендикулярные оси нарастания. Устье высокоарковидное, расположенное, в основании последней камеры.

Этот вид широко распространен в маастрихтских отложениях Европы и Северной Америки, встречен во многих скважинах глубоководного бурения. В скв. 511 на Фолклендском плато он обилён в верхнекампанско-нижнемаастрихтских слоях; из этого же стратиграфического интервала вид описан У. Слайтером [Sliter, 1977b].

Heterohelix pulchra (Brotzen)

Табл. XIII, 5—7

1936. *Guembelina pulchra* Brotzen, p. 121, pl. 9, fig. 2, 3

Раковина маленькая (длина до 0,25 мм, наибольшая ширина до 0,18 мм), удлинённая, уплощенная, постепенно расширяющаяся, с лопастным периферическим краем. Камеры сжатые, двурядно расположенные, постепенно увеличивающиеся в размере с ростом раковины; поверхность покрыта тонкими струйчатыми ребрами. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, волнистые. Устье высокоарковидное, в основании последней камеры.

Вид обычен для кампан-маастрихтских отложений континентов и океанов; в скв. 511 на Фолклендском плато он типичен для этого же стратиграфического интервала.

Heterohelix rumseyensis Douglas

Табл. XIII, 8, 9

1969. *Heterohelix rumseyensis* Douglas, p. 159, pl. 11 fig. 9—11

Раковина средних размеров (длина до 0,4 мм, наибольшая ширина до 0,2 мм), удлинённая, вначале быстро расширяющаяся, во взрослом состоянии расширяющаяся очень постепенно и с почти параллельными лопастными краями. Камеры субсферические, слегка сжатые по высоте, двурядно расположенные, разделенные отчетливыми, относительно глубоко вдавленными межкамерными швами, расположенными перпендикулярно оси нарастания раковины; поверхность покрыта тонкими продольными, слегка волнистыми ребрами. Устье высокоарковидное, в основании последней камеры.

Редкие экземпляры *H. rumseyensis* из верхней части кампанского разреза скв. 511 на Фолклендском плато идентичны по своей морфологии голотипу и паратипам этого вида, описанным и изображенным из сантон-кампанских отложений Калифорнии [Douglas, 1969].

Heterohelix sp. 1

Табл. XVI, 10

Раковина маленькая (длина около 0,2 мм), удлинённая, постепенно заостряющаяся, сжатая с боков, с лопастным периферическим краем. Камеры овальные, вздутые, невысокие, разделённые отчетливыми вдавленными, сильно скошенными межкамерными швами, которые придают раковине вид косички. Поверхность покрыта редкими крошечными пустулами.

На Фолклендском плато этот вид часто встречается в кампанских отложениях (скв. 511).

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

СЕМЕЙСТВО HYPERAMMINIDAE EIMER ET FICKERT, 1899

Род *Hyperammina* Brady, 1878

Hyperammina elongata Brady

Табл. XVI, 7

1878. *Hyperammina elongata* Brady, p. 433, pl. 20, fig. 2a,b

Раковина крупная (длина до 0,8 мм), удлинённая, прямая, с шаровидным пролокулюмом и удлинённой цилиндрической трубчатой второй камерой. Диаметр пролокулюма почти вдвое больше диаметра трубчатой части раковины. Устье широкое, расположено на открытом конце трубчатой камеры. Стенка сложена относительно тонкозернистым песчаным материалом, поверхность раковины гладкая.

Наши экземпляры похожи на описанные из современных осадков Арктического бассейна и характеризуются значительной изменчивостью в строении стенки. Дж. Кешмэн [Cushman, 1946] также отмечает значительные вариации в количестве цемента, размере песчаных зерен и облике поверхности раковины у этого вида.

Раковины из верхнемеловых отложений Фолклендского плато по характеру стенки близки к представителям вида *H. erugata*, которые описаны У. Слайтером [Sliter, 1968] из кампан-маастрихтских отложений западного побережья Северной Америки (формация Розарио), и, возможно, являются разновидностью *H. elongata*.

Этот вид типичен для фаций растворения в верхнемеловых отложениях скв. 511.

СЕМЕЙСТВО AMMODISCIDAE RHUMBLER, 1895

Род *Glomospira* Rzehak, 1888

Glomospira corona Cushman and Jarvis

Табл. XVI, 8, 9

1928. *Glomospira charoides* var. *corona* Cushman and Jarvis, p. 89, pl. 12, fig. 9—11

Раковина средних размеров (диаметр до 0,4 мм, высота до 0,3 мм), бочковидной формы, в плане правильного округлого очертания, образована навиванием длинной трубчатой камеры. В последнем обороте навивание иногда становится неправильным. Ширина приблизительно в 1,5 раза больше высоты. Устье расположено на конце трубочки. Стенка состоит из тонкого гомогенного, возможно кремневого, материала; поверхность раковины гладкая, блестящая.

Этот вид распространен в меловых отложениях на континентах и в океанах. В пределах Фолклендского плато встречен в альбско-нижекампанских осадках.

Glomospira gordialis (Jones and Parker)

Табл. XIII, 10

1865. *Trochammina squamata* var. *gordialis* Jones and Parker, p. 408, pl. 15, fig. 32

Раковина средних размеров (диаметр до 0,5 мм, высота до 0,18 мм), с шаровидным пролокулюмом и длинной трубчатой камерой, которая вначале навивается неправильно,

в разных плоскостях. Позднее раковина становится более или менее планиспиральной, уплощенной. Устье расположено на открытом конце трубчатой камеры. Стенка тонкозернистая, гладкая.

Этот вид широко распространен в мезозойских и кайнозойских осадках в океанах и на континентах. В скв. 511 на Фолклендском плато он обычно встречается в фациях растворения в верхнемеловых отложениях.

Р о д *Ammodiscus* Reuss, 1861

Ammodiscus glabratus Cushman and Jarvis

Табл. XVI, 13

1928. *Ammodiscus glabratus* Cushman and Jarvis, p. 86, pl. 12, fig. 6

Раковина среднего размера (диаметр до 0,45 мм, толщина 0,15—0,20 мм), планиспиральная, сильно двусторонне сжатая, слабо вдавленная в пупочной области с обеих сторон, с широко округлой периферией. Пролокулюм шаровидный, небольшого размера. Трубчатая камера высокоарковидная в поперечном сечении, постепенно навивающаяся в виде правильной спирали. Каждый последующий оборот наполовину закрывает предыдущий. Спиральный шов неотчетливый. Устье широкое, открытое, расположено на конце трубчатой камеры. Стенка тонкозернистая, гладкая, блестящая.

Раковины, встреченные в коньяк-сантонских осадках на Фолклендском плато (скв. 511), близки к описанным из верхнемеловых отложений о-ва Тринидад (Cushman, Jarvis, 1928), слегка отличаясь более инволютным навиванием трубчатой камеры.

Ammodiscus cretaceus (Reuss)

Табл. XVI, 12

1845. *Operculina cretacea* Reuss, p. 35, pl. 13, fig. 64, 65

Раковина среднего размера (диаметр 0,25—0,36 мм, толщина 0,10—0,15 мм), планиспиральная, двусторонне сжатая, вдавленная в пупочной области, с широко округлой периферией, слабо инволютная. Пролокулюм шаровидный, крупный. Трубчатая камера в поперечном сечении в виде невысокой арки, навивающаяся постепенно плотной правильной спиралью. Спиральный шов отчетливый, образующийся в результате нависания каждого последующего оборота над предыдущим. Устье низкое, расположено на конце трубчатой камеры. Стенка тонкозернистая, гладкая.

Этот вид близок к виду *A. glabratus*, но отличается от него вдавленной пупочной областью раковины, более отчетливым спиральным швом и более низким сечением трубчатой камеры.

Раковины *A. cretaceus* встречены в меловых отложениях Европы и юго-западной части Атлантического океана, в верхнем мелу Северной Америки. На Фолклендском плато он постоянно присутствует в верхнемеловых осадках (скв. 511).

С Е М Е Й С Т В О LITUOLIDAE REUSS, 1861

Р о д *Haplophragmoides* Cushman, 1910

Haplophragmoides bulloides (Beissel)

Табл. XVI, 11

1891. *Haplophragmium bulloides* Beissel, p. 17, pl. 2, fig. 1—3; pl. 4, fig. 24—30

Раковина среднего размера (диаметр до 0,4 мм), планиспиральная, полностью инволютная, шаровидная, с широко округлым периферическим краем. Камеры относительно низкие, в боковом сечении треугольные; в последнем обороте 6 камер. Межкамерные швы тонкие, прямые, неотчетливые, слегка вдавленные между последними камерами. Устье низкое, щелевидное, протягивающееся в виде арки вдоль основания последней камеры.

Раковины этого вида на Фолклендском плато встречены в фациях растворения в

коньяк-сантонском интервале скв. 511. По своему внешнему виду они близки к представителям *H. bulloides* из глубоководных отложений поздне мелового возраста, пробуренных скв. 260 и 261 в пределах абиссальных равнин Арго и Гаскойн в Индийском океане (Krasheninnikov, 1974b).

СЕМЕЙСТВО АТАХОПРАГМИИДЫ SCHWAGER, 1877

Род *Gaudryina* D'Orbigny, 1839

Gaudryina dividens Grabert

Табл. XIV, 3

1959. *Gaudryina dividens* Grabert, p. 9—11, pl. 1, fig. 35; pl. 2, fig. 16—30

Раковина крупная (длина до 0,7 мм, ширина до 0,3 мм), удлинённая, в начальной стадии трехрядная, треугольная в поперечном сечении, позднее двурядная, округлая в поперечном сечении. Межамерные швы неотчетливые. Устье низкое, арковидное, расположенное в основании последней камеры.

Раковины этого вида встречаются в нижней части альбских отложений на Фолклендском плато (скв. 511).

Род *Uvigerinamina* Majzon, 1943

Uvigerinamina jankoi Majzon

Табл. XIV, 7

1943. *Uvigerinamina jankoi* Majzon, p. 158, pl. 11, fig. 15

Раковина среднего размера (длина 0,45—0,55 мм, ширина 0,4 мм), трохоидная, веретеновидная, слегка сжатая; в обороте 3 камеры, быстро увеличивающиеся в размере. Устье терминальное, простое округлое, расположенное на конце короткой толстой шейки.

Этот вид описан из верхнемеловых отложений Западной Европы, альбско-сеноманских осадков юго-западной части Атлантического океана (скв. 327 и 330) [Sliter, 1977b] и впадины Островов Зеленого Мыса у берегов Северо-Западной Африки (скв. 367 и 368 [Krasheninnikov, Pflaumann, 1978], из сенонских отложений северо-восточной части Индийского океана (абиссальные равнины Арго и Гаскойн) [Krasheninnikov, 1974b]. В скв. 511 на Фолклендском плато он обычен в верхней части альбских отложений.

Род *Clavulina* D'Orbigny, 1826

Clavulina gabonica Le Calvez, de Klasz and Brun

Табл. XIV, 1, 2

1971. *Clavulina gabonica* Le Calvez, de Klasz, Brun, p. 308, pl. 1, fig. 7, 9

Раковина крупная (длина до 1,1 мм, ширина до 0,25 мм), удлинённая, с относительно маленькой трехрядной частью и длинным однорядным отделом. Длина однорядного отдела значительно варьирует. В трехрядной части сечение раковины треугольное, в однорядной — округлое. Камеры в трехрядной стадии низкие, треугольные в очертании, нависающие на предыдущие, в однорядной — высокие, округлые в очертании, широкие в основании и сужающиеся кверху. Швы более отчетливые в однорядной части, глубоко вдавленные. Устье терминальное, округлое, иногда расположенное на короткой шейке. Стенка агглютинированная, сложенная тонкозернистым материалом, поверхность довольно гладкая.

Раковины этого вида обычны в коньяк-маастрихтских отложениях Ангольской впадины в юго-восточной части Атлантического океана (скв. 364) [Beckmann, 1978] и в средне-верхнеальбских осадках в скв. 259 и 260 в восточной части Индийского океана [Scheibnerova, 1974]. На Фолклендском плато он часто присутствует в альбских слоях скв. 511.

Род **Dorothia Plummer, 1931**

Dorothia trochoides (Marsson)

Табл. XIV, 4, 5

1878. *Caudryina crassa* var. *trochoides* Marsson, p. 158, pl. 3, fig. 27

Раковина крупная (длина 0,5—0,6 мм, ширина 0,40—0,45 мм), ширококоническая, округлая в поперечном сечении, быстро расширяющаяся по мере роста, вначале многокамерная с трохоидным расположением камер, на поздней стадии — двурядная. Камеры широкие, низкие. Межкамерные швы неотчетливые, полого вдавленные. Устье небольшое, арковидное, расположено в основании последней камеры. Стенка агглютинированная, сложена тонкозернистым материалом, гладкая.

Встреченные в верхнеальбских отложениях Фолклендского плато (скв. 511) экземпляры несколько отличаются от изображения голотипа, имея 2 камеры в последних оборотах вместо 3, но не исключено, что в качестве голотипа изображена молодая особь. От близкого вида *D. охусопа* данный вид отличается более округлой раковиной и широко округлой начальной частью. *D. trochoides* установлена также в юго-восточной части Атлантического океана в кампан-маастрихтских отложениях (скв. 364) [Beckmann, 1978].

Dorothia gradata (Berthelin)

Табл. XIV, 6

1880. *Gaudryina gradata* Berthelin, p. 20, pl. 1, fig. 6

Раковина средних размеров (длина 0,4—0,5 мм, ширина до 0,5 мм), очень быстро расширяющаяся по мере роста, с отчетливым трохоидным расположением камер в начальной части и двурядным — на поздней стадии. Камеры широкие, высокие, быстро увеличивающиеся в размере в двурядной части. Межкамерные швы хорошо выраженные, глубоко вдавленные. Устье небольшое, в виде невысокой арки в основании последней камеры, окаймленное валикообразной губой. Стенка сложена разнотекстурным материалом, что придает поверхности шероховатый облик.

Этот вид первоначально был описан из альбских отложений Франции. Встречен также в верхнеальбско-альбских осадках западной части Атлантического океана [Gradstein, 1978]. На Фолклендском плато *D. gradata* присутствует в альбских слоях (скв. 511).

СЕМЕЙСТВО LAGENIDAE SCHULTZE, 1854

Род **Nodosaria Lamarck, 1812**

Nodosaria aspera Reuss

Табл. XVI, 14

1845. *Nodosaria aspera* Reuss, p. 26, pl. 13, fig. 14, 15

Раковина сравнительно крупная (длина до 0,6 мм, ширина 0,25 мм), удлинённая, однорядная, цилиндрическая, с отчетливыми вздутыми, шаровидными камерами одинакового размера, поперечное сечение круглое. Последняя камера иногда несколько большего размера по сравнению с предыдущими. Межкамерные швы отчетливые, глубоко вдавленные. Поверхность шиповатая. Устье терминальное, округлое, расположенное на конце тонкой, довольно длинной шейки.

Этот вид описан из меловых отложений Европы и Северной Америки. На Фолклендском плато он встречен в небольшом количестве экземпляров в сантонско-нижекампанском интервале (скв. 511).

Р о д *Lingulina* D'Orbigny, 1826

Lingulina loryi (Berthelin)

Табл. XIV, 8

1880. *Frondicularia loryi* Berthelin, p. 60, pl. 4, fig. 5

Раковина маленькая (длина до 0,25 мм, ширина 0,15 мм), однорядная, удлиненная, широко заостренная с обоих концов. Наибольшая ширина приходится на верхнюю треть раковины. Периферический край заостренный, волнистый. Камеры высокие, широкие, быстро увеличивающиеся в размере, с нависающими вдоль периферического края концами, перекрывающими предыдущие камеры. Межкамерные швы слабо вдавленные, изогнутые в виде арки. Устье терминальное, щелевидное, протягивающееся вдоль линии сжатия. Стенка полупрозрачная, гладкая, блестящая.

Редкие экземпляры этого вида в пределах Фолклендского плато приурочены к нижнеальбским отложениям (скв. 511).

Lingulina nodosaria Reuss

Табл. XIV, 9, 10

1863. *Lingulina nodosaria* Reuss, p. 59, pl. 5, fig. 12

Раковина маленькая (длина до 0,35 мм, ширина 0,15 мм), удлиненная, слегка сжатая, однорядная, заостренная, в проксимальной части заканчивающаяся коротким шипом, овальная в поперечном сечении. Наибольшая ширина приурочена к дистальной части раковины. Периферические края округленные, волнистые. Камеры высокие, постепенно увеличивающиеся в размере. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные, почти горизонтальные. Устье терминальное, щелевидное.

Раковины этого вида на Фолклендском плато встречаются только в альбских отложениях (скв. 511).

Р о д *Frondicularia* Defrance, 1826

Frondicularia mucronata Reuss

Табл. XVI, 15

1845. *Frondicularia mucronata* Reuss, p. 31, pl. 13, fig. 43, 44

Характерными признаками этого вида являются: крупная (длина 0,9 мм, ширина 0,35 мм) удлиненная уплощенная раковина с длинным каплевидным пролокулюмом и протягивающимся вдоль него центральным гребнем; базальный шип; камеры, сильно охватывающие предыдущие; отчетливые швы.

Этот вид описан из верхнемеловых отложений Европы, Северной Америки и Австралии в возрастном интервале от турона до маастрихта [Cushman, 1946; Belford, 1960; Sliter, 1968]. На Фолклендском плато редкие экземпляры *F. mucronata* встречаются в кампанских отложениях (скв. 511).

Р о д *Tribrachia* Schubert, 1912

Tribrachia australiana Ludbrook

Табл. XIV, 11

1966. *Tribrachia australiana* Ludbrook, p. 128, pl. 10, fig. 6

Раковина среднего размера (длина 0,6 мм, ширина каждой стороны 0,3 мм), удлиненная, заостренная книзу, треугольная в поперечном сечении, однорядная. Камеры трехлопастные, низкие, каждая последующая в значительной мере перекрывает предыдущую, со свисающими концами. Швы отчетливые, вдавленные, арковидно изогнутые. Устье терминальное, радиальное.

Этот вид встречен в верхнеальбских отложениях Индийского океана [Scheibnerova,

1974], в ниже-среднеальбских осадках южной части Атлантического океана [Sliter, 1977b] и в альбских слоях юго-восточной части Атлантического океана [Scheibnerova, 1978]. В пределах Фолклендского плато раковины *T. australiana* обнаружены в средней части разреза альба (скв. 511).

Р о д *Astacolus* Montfort, 1808
***Astracolus crepidularis* (Roemer)**

Табл. XIV, 12

1842. *Planularia crepidularis* Roemer, p. 273, pl. 73, fig. 4

Раковина среднего размера (длина 0,5 мм, ширина 0,2 мм, толщина менее 0,1 мм), удлинённая, плоская с параллельными сторонами. Камеры низкие, широкие, веерообразно расположенные. Межкамерные швы находятся в широких межкамерных депрессиях, изогнутые. Устье терминальное, радиальное. Поверхность гладкая, блестящая.

Раковины этого вида из средней части альбских отложений Фолклендского плато (скв. 511) идентичны описанным У. Слайтером [Sliter, 1980] из неокома восточной половины Атлантического океана (скв. 416), отличаясь лишь несколько меньшим числом камер.

Р о д *Marginulinopsis* Silvestri, 1904
***Marginulinopsis juncea* (Cushman)**

Табл. XVII, 1

1946. *Marginulina juncea* Cushman, p. 59, pl. 20, fig. 24

Раковина довольно крупная (длина 0,9 мм, диаметр однорядной части 0,1 мм), длинная, тонкая, с относительно маленькой плоскоспиральной начальной частью и длинным однорядным отделом, наиболее широкая в спиральной части. Камеры маленькие, отчетливые, удлинённые, каплевидные, вздутые в однорядном отделе и очень маленькие, сжатые, треугольные в боковом сечении в спиральной части. Межкамерные швы отчетливые, вдавленные только между последними 4—5 камерами в прямолинейном развернутом отделе раковины. Устье конечное, радиальное, расположенное на сильно вытянутом заостренном конце последней камеры. Поверхность гладкая, блестящая.

Этот вид характерен для верхнемеловых отложений северных и западных районов Северной Америки. На Фолклендском плато он встречен в отложениях сантона—кампа (скв. 511).

***Marginulinopsis stephensoni* (Cushman)**

Табл. XVII, 2

1946. *Marginulina stephensoni* Cushman, p. 59, pl. 20, fig. 25, 26

Раковина средних размеров (длина 0,6 мм, диаметр спиральной части 0,15 мм, диаметр однорядного отдела 0,1 мм), удлинённая, с планиспиральным начальным отделом, позднее развернутая однорядная, прямая, с наибольшей шириной в спиральной части. Камеры сжатые в спиральном отделе и вздутые каплевидные в прямолинейной части, постепенно увеличивающиеся в размере. Межкамерные швы отчетливые только на конечной стадии раковины, широко вдавленные. Устье терминальное, радиальное, расположенное на вытянутом заостренном конце последней камеры. Поверхность гладкая, блестящая.

Этот вид близок к *M. juncea*, но отличается от последнего более массивной раковиной, более низкими камерами и менее выраженными межкамерными швами. Первоначально описанный из верхнемеловых отложений Северной Америки, *M. stephensoni* довольно обычен в сеноман-сантонских осадках Фолклендского плато (скв. 511).

Marginulinopsis texaensis (Cushman)

Табл. XVII, 3

1946. *Marginulina texaensis* Cushman, p. 61, pl. 21, fig. 21—29, 38, 40

Раковина средних размеров (длина 0,4—0,6 мм, ширина 0,15 мм), удлинённая, со спирально свернутой начальной частью, быстро становится однорядной и округлой в поперечном сечении, со слегка волнистым периферическим краем на поздней стадии. Камеры вздутые, шаровидные, вытянутые в устьевой части, постепенно увеличивающиеся в размере. Ось камеры расположена под углом примерно 45° к оси самой раковины. Межкамерные швы отчетливые на поздней стадии и плохо различимые в начальной части, широко вдавленные, косые. Устье конечное, радиальное, расположено на вытянутом конце последней камеры. Стенка гладкая.

Экземпляры этого вида, встреченные в коньякско-маастрихтском интервале скв. 511 на Фолклендском плато, близки к описанному Дж. Кешмэном [Cushman, 1946] из верхнемеловых отложений Северной Америки.

Р о д Marginulina D'Orbigny, 1826

Marginulina bullata Reuss

Табл. XVII, 4

1845. *Marginulina bullata* Reuss, p. 29, pl. 13, fig. 34—38

Этот вид легко узнается благодаря своей изогнутой раковине с полусвернутой начальной частью, сильно вздутыми, слегка вытянутыми вдоль оси камерами и устьем, расположенным на вытянутом, обособленном в виде толстой шейки конце последней камеры.

M. bullata присутствует в кампан-маастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Р о д Dentalina D'Orbigny, 1839

Dentalina catenula Reuss

Табл. XVII, 5

1860. *Dentalina catenula* Reuss, p. 185, pl. 3, fig. 6

Раковина среднего размера (длина 0,7 мм, ширина 0,3 мм), удлинённая, заостренная с обоих концов, обычно двукамерная, округлая в поперечном сечении. Начальный конец раковины с отчетливым шипом. Камеры одинакового размера и очертания. Межкамерный шов отчетливый, глубоко и широко вдавленный, благодаря чему раковина в боковом сечении имеет форму восьмерки. Устье конечное, радиальное. Поверхность гладкая.

Этот широко распространенный в верхнемеловых отложениях Западной Европы и Северной Америки вид встречен в коньякско-маастрихтском интервале скв. 511 на Фолклендском плато.

Dentalina legumen Reuss

Табл. XVII, 7

1851. *Dentalina legumen* Reuss, p. 10, pl. 1, fig. 14

Дж. Кешмэн [Cushman, 1946], детально изучавший этот вид из меловых отложений Северной Америки и Западной Европы, откуда он впервые описан [Reuss, 1851], отмечает его широкий стратиграфический диапазон и чрезвычайно большую изменчивость формы камер и характера межкамерных швов. На Фолклендском плато раковины *D. legumen* обычны в верхнемеловых отложениях (скв. 511).

Dentalina cylindroides Reuss

Табл. XVII, 6

1860. *Dentalina cylindroides* Reuss, p. 185, pl. 1, fig. 8

Раковина довольно крупная (длина 0,5 мм, ширина 0,15 мм), обычно двукамерная. Камеры веретеновидные, удлинённые, последняя из них слегка перекрывает терминальную часть первой камеры. Межкамерный шов отчетливый, горизонтальный, сильно вдавленный. Устье конечное, радиальное, расположенное на вытянутом конце камеры.

Вид описан из верхнемеловых отложений Европы, Австралии и многих скважин глубоководного бурения. Редкие экземпляры *D. cylindroides* встречены в средней части верхнемеловых отложений Фолклендского плато (скв. 511).

СЕМЕЙСТВО POLYMORPHINIDAE D'ORBIGNY, 1839

Род *Globulina* D'Orbigny, 1839

Globulina lacrima Reuss

Табл. XVII, 8

1851. *Globulina lacrima* Reuss, p. 27, pl. 4, fig. 9

Раковина вздутая, каплевидная, часто с выростами в устьевой части, полупрозрачная, состоящая из нескольких камер, с неотчетливыми швами. Поверхность раковин, встречаемых в кампанских отложениях Фолклендского плато, покрыта мелкими частыми шипами, что делает их похожими на представителей *G. lacrima* var. *horrida* (Cushman).

Этот космополитный вид широко распространен в верхнемеловых отложениях Европы и Северной Америки. У. Слайтер [Sliter, 1977a] обнаружил *G. lacrima* в кампанских отложениях возвышенности Риу-Гранди в юго-западной части Атлантического океана. Вид нередок в кампанских осадках Фолклендского плато (скв. 511).

Род *Ramulina* Jones, 1875

Ramulina aculeata (d'Orbigny)

Табл. XVII, 9

1946. *Dentalina aculeata* (d'Orbigny); in: Cushman, p. 67, pl. 26, fig. 17, 18

Раковина состоит из удлинённых веретеновидных камер, соединённых между собой трубками, что придает ей четковидный облик. Чаще всего встречаются однокамерные раковины неправильной формы с двумя короткими трубками на противоположных концах камеры. Поверхность раковины покрыта отчетливыми короткими шипами.

На Фолклендском плато вид встречен в кампанско-нижнемаастрихтских отложениях (скв. 511).

Ramulina pseudoaculeata (Olsson)

Табл. XVII, 10

1960. *Dentalina pseudoaculeata* Olsson, p. 14, pl. 3, fig. 1, 2

Вид близок к *R. aculeata*, но отличается от него более правильными шаровидными камерами, соединёнными трубками меньшего диаметра.

Раковины этого вида, встречаемые в верхнемеловых отложениях Фолклендского плато (скв. 511), почти полностью идентичны описанным У. Слайтером [Sliter, 1968] из формации Розарио в Калифорнии (кампан—маастрихт), слегка отличаясь от них более короткими соединительными трубками между камерами.

Род *Valvulineria* Cushman, 1926*Valvulineria camerata* Brotzen

Табл. XVII, 11—13

1936. *Valvulineria camerata* Brotzen, p. 155, pl. 10, fig. 1, 2

Раковина маленькая (диаметр 0,22—0,35 мм), двояковыпуклая, овальная в плане, с эволютной спиральной стороной и инволютной пупочной стороной. В последнем обороте 4—5 камер, быстро увеличивающихся в размере. Межкамерные швы отчетливые, слегка изогнутые на спиральной стороне и радиальные, вдавленные на пупочной стороне. Устье внутрикраевое, арковидное, протягивающееся в пупочную область, частично прикрытую треугольной пластинкой.

Этот вид первоначально был описан из сенона Швеции, позднее был обнаружен в кампанских отложениях Северной Америки [Sliter, 1968]. На Фолклендском плато (скв. 511) он встречается в турон-кампанских отложениях, будучи наиболее характерным для кампанского интервала.

Род *Globorotalites* Brotzen, 1942*Globorotalites conicus* (Carsey)

Табл. XVIII, 1, 2

1926. *Truncatulina refulgens* Montfort var. *conica* Carsey, p. 46, pl. 4, fig. 15

Раковина средних размеров (диаметр 0,30—0,45 мм, высота до 0,3 мм), трохоспиральная, со слегка выпуклой спиральной стороной и сильно выпуклой пупочной стороной, коническая в очертании. Периферический край заостренный, с непористым килем. Камеры постепенно увеличиваются в размере. Межкамерные швы неотчетливые, косые на спиральной стороне и слегка искривленные на пупочной. Устье внутрикраевое, щелевидное, расположено на пупочной стороне.

Вид встречается в сантонских отложениях Австралии [Belford, 1960], кампан-маастрихтских осадках юго-западной части Атлантического океана [Sliter, 1977a] и в коньякско-раннемаастрихтском интервале в юго-восточной части Атлантического океана [Beckmann, 1978]. На Фолклендском плато (скв. 511) редкие экземпляры этого вида присутствуют в сантон-кампанских отложениях.

Globorotalites michelinianus (d'Orbigny)

Табл. XVII, 14—16

1840. *Truncatulina micheliniana* d'Orbigny, p. 31, pl. 3, fig. 1—3

Раковина средних размеров (диаметр до 0,4 мм, высота до 0,2 мм), односторонне выпуклая, с уплощенной или слегка вогнутой спиральной стороной и высококонической пупочной стороной. Периферический край острый, волнистый, с килем. В последнем обороте 6—7 камер, постепенно увеличивающихся в размере. Межкамерные швы отчетливые, прямые на пупочной стороне и косые на спиральной стороне. Пупок хорошо выраженный, широкий, глубокий. Устье внутрикраевое, удлиненное, щелевидное.

Вид описан из верхнемеловых отложений Европы и Северной Америки. Обычен в сантон-маастрихтских осадках Фолклендского плато (скв. 511).

Globorotalites spineus (Cushman)

Табл. XVIII, 3

1926. *Truncatulina spineus* Cushman, p. 22, pl. 2, fig. 10

Раковина средних размеров (диаметр до 0,4 мм, высота 0,15 мм), трохоспиральная, со слегка вогнутой спиральной стороной и сильно выпуклой округлой спинной стороной. Периферический край острый с шипами, по 1—2 на каждой камере.

Камеры неотчетливые, 6—7 в последнем обороте. Межкамерные швы плохо выражены на обеих сторонах, слегка вдавленные на пупочной стороне. Устье внутрикраевое, щелевидное, протягивающееся от периферического края в пупочную область.

Вид описан из меловых отложений Северной Америки [Cushman, 1946; Sliter, 1968] и из кампан-маастрихта Южной Атлантики [Sliter, 1977a,b; Beckmann, 1978]. Экземпляры из кампан-маастрихтских отложений Фолклендского плато (скв. 511) отличаются от голотипа большим количеством шипов по периферическому краю и, возможно, являются новым подвидом.

Род *Gyroidinoides* Brotzen, 1942

Gyroidinoides nitidus (Reuss)

Табл. XVIII, 4, 5

1846. *Rosalina nitida* Reuss, p. 34, pl. 8, fig. 52; pl. 13, fig. 8, 20

Раковина шаровидная (диаметр до 0,35 мм, высота до 0,3 мм), трохоспиральная, с плоской или слегка выпуклой спиральной стороной и сильно выпуклой пупочной стороной. В последнем обороте 5 камер, постепенно увеличивающихся в размере. Межкамерные швы неотчетливые на спиральной стороне и четкие, слегка вдавленные между последними камерами на пупочной стороне. Устье внутрикраевое, щелевидное, протягивающееся от середины устьевой поверхности до пупочной области.

Вид первоначально описан из меловых отложений Западной Европы, позднее обнаружен в верхнемеловых отложениях Советского Союза, Северной Америки и Атлантического океана. На Фолклендском плато (скв. 511) обычен в сантонско-нижнемаастрихтских слоях.

Gyroidinoides primitiva Hofker

Табл. XIV, 13—15

1957. *Gyroidinoides primitiva* Hofker, p. 393, fig. 436

Раковины этого вида, широко распространенные в альбских отложениях Фолклендского плато (скв. 511), идентичны описанным Я. Хофкером [Hofker, 1957] из верхнего альба — сеномана Нидерландов и северо-западной части ФРГ.

Gyroidinoides quadratus (Cushman and Church)

Табл. XVIII, 6—8

1929. *Gyroidina quadrata* Cushman and Church, p. 516, pl. 41, fig. 7—9

Раковина среднего размера (диаметр до 0,6 мм, высота до 0,2 мм), трохоспиральная, с вогнутой спиральной стороной и сильно выпуклой пупочной стороной, с острым периферическим краем. В последнем обороте 6—7 камер, постепенно увеличивающихся в размере. Межкамерные швы отчетливые, радиальные. Пупок хорошо выраженный, широкий. Устье внутрикраевое, в виде узкой щели, протягивающееся из пупочной области почти до периферического края.

Этот вид описан из сантонско-маастрихтских отложений Калифорнии [Sliter, 1968], юго-западной части Атлантического океана [Sliter, 1977a, b], из коньякских осадков юго-восточного сектора Атлантического океана [Beckmann, 1978]. На Фолклендском плато он присутствует в кампанско-нижнемаастрихтских отложениях скв. 511.

Род *Stensioina* Brotzen, 1936

Stensioina sp.

Табл. XV, 1, 2

Раковина среднего размера (диаметр до 0,5 мм, высота 0,2 мм), трохоспиральная, с сильно выпуклой спиральной стороной и менее выпуклой пупочной стороной. Периферический край округленный, с неотчетливым килем. В последнем обороте

пять камер, постепенно увеличивающихся в размере. Межкамерные швы хорошо выраженные, сильно вдавленные на пупочной стороне и изогнутые с выступающими четковидными валиками на спиральной стороне. Пупок углубленный. Устье внутрикраевое, в виде узкой щели.

Этот, возможно, новый вид характерен для самой верхней части альбских отложений Фолклендского плато (скв. 511).

СЕМЕЙСТВО LINGULOGAVELINELLIDAE SCHEIBNEROVA, 1972

Род *Orithostella* Eicher and Worstel, 1970

Orithostella australiana Scheibnerova

Табл. XV, 3, 4

1972. *Orithostella australiana* Scheibnerova, p. 214, pl. 1, fig. 3, text—fig. 7, a—c

Раковины этого вида, встреченные в нижней части альбских отложений Фолклендского плато (скв. 511), близки к голотипу из серии Роллинг-Даунс раннеальбского возраста в Большом Артезианском бассейне (Австралия), но в отличие от него имеют 7—9 камер в последнем обороте. *O. australiana* характерна для Австралийской биогеопровинции.

СЕМЕЙСТВО PSEUDOPARRELLIDAE VOLOSHINOVA, 1952

Род *Osangularia* Brøtzen, 1940

Osangularia cordieriana (d'Orbigny)

Табл. XVIII, 9—11

1840. *Rosalina cordieriana* d'Orbigny, p. 33, pl. 3, fig. 9—11

Раковина средних размеров (диаметр 0,35—0,60 мм, высота до 0,15 мм), трохоспиральная, слегка двусторонне выпуклая, с острым, слабо волнистым периферическим краем. В последнем обороте 7—8 камер, постепенно увеличивающихся в размере с ростом раковины. Межкамерные швы отчетливые, слегка искривленные, на спиральной стороне косые. Устье петлевидное, может быть разделено на внутрикраевое и расположенное на устьевой поверхности.

На Фолклендском плато этот вид встречается в кампан-нижнемаастрихтском интервале разреза (скв. 511).

Osangularia utaturiensis (Sastry and Sastri)

Табл. XV, 5, 6

1966. *Eponides utaturiensis* Sastry and Sastri, p. 292, pl. 13, fig. 3, 4

Этот вид с линзовидной или односторонне выпуклой раковиной, острым периферическим краем и сильно изогнутыми межкамерными швами первоначально был описан из формации Утатур в Индии (верхний альб) как *Eponides utaturiensis* [Sastry, Sastri, 1966]. Типичен для альбских отложений Индийского [Scheibnerova, 1974] и Атлантического [Scheibnerova, 1978; Sliter, 1977b] океанов. Вид постоянно встречается в альбских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

СЕМЕЙСТВО GERATOBULIMINIDAE CUSHMAN, 1927

Род *Conorboides* Hofker, 1952

Conorboides minutissima (Tappan)

Табл. XV, 7, 8

1943. *Discorbis minutissima* Tappan, p. 551, pl. 82, fig. 5, 6

Раковина средних размеров (диаметр 0,3—0,4 мм), низко трохоспиральная, с округлым периферическим краем. В последнем обороте 4 камеры. Межкамерные швы изогнутые, сильно вдавленные на пупочной стороне. Устье внутрикраевое,

узкое, щелевидное, протягивающееся от периферического края в обширную пупочную область, закрытую широкой пластинкой.

Вид впервые описан из нижнемеловых отложений группой Уочита в Северной Америке. Редкие экземпляры *S. minutissima* встречены в верхней части альбских осадков Фолклендского плато (скв. 511).

СЕМЕЙСТВО EPISTOMARIIDAE HOFKER, 1954

Род *Nuttallinella* Belford, 1959

Nuttallinella florealis (White)

Табл. XVIII, 12, 13

1928. *Gyroidina florealis* White, p. 293, pl. 40, fig. 3

Раковина небольшая (диаметр до 0,4 мм, высота до 0,15 мм), трохонидная, с сильно выпуклой пупочной стороной и уплощенной, слегка выпуклой в центральной части спиральной стороной, с острым килеватым слегка лопастным периферическим краем. В последнем обороте 7 камер, неотчетливых, постепенно увеличивающихся в размере. Межкамерные швы неясные, иногда слабо вдавленные. Поверхность раковины гладкая, пористая. Устье внутрикраевое, щелевидное, протягивающееся от периферического края к узкой углубленной пупочной области.

Этот вид, впервые описанный из верхнего мела Мексики, довольно часто отмечается в сантон-маастрихтских отложениях юго-восточной части Атлантического океана (скв. 363 и 364) [Beckmann, 1978]. На Фолклендском плато раковины *N. florealis* постоянно присутствуют в коньяк-сантонских осадках (скв. 511).

СЕМЕЙСТВО ANOMALINIDAE CUSHMAN, 1927

Род *Anomalinoides* Brotzen, 1942

Anomalinoides indica (Sastry and Sastri)

Табл. XV, 9, 10

1966. *Anomalina indica* Sastry and Sastri, p. 293, pl. 19, fig. 10

Раковина средних размеров (диаметр 0,40—0,47 мм, высота до 0,25 мм), низко трохоспиральная, почти планиспиральная, с широко округлым контуром и слегка лопастным периферическим краем на поздней стадии. Межкамерные швы отчетливые, слабо изогнутые, на пупочной стороне почти прямые и слегка вдавленные. Устье внутрикраевое, в виде узкой щелевидной арки, протягивающееся от одного пупка до другого.

Этот вид, первоначально описанный из формации Утатур (верхний альб) в Индии, встречен в верхнеальбских отложениях Атлантического и Индийского океанов [Scheibnerova, 1974; Sliter, 1977b] и широко распространен в альбских слоях на Фолклендском плато (скв. 511).

Род *Gavelinella* Brotzen, 1942

Gavelinella compressa Sliter

Табл. XIX, 1—3

1968. *Gavelinella compressa* Sliter, p. 122, pl. 24, fig. 2

Экземпляры этого вида, установленные в коньякско-кампанских осадках Фолклендского плато (скв. 511), слегка отличаются от описанных У. Слайтером [Sliter, 1968] из отложений кампана Калифорнии и Мексики, будучи немного более двояковыпуклыми.

Gavelinella whitei (Martin)

Табл. XIX, 4, 5

1964. *Anomalina whitei* Martin, p. 106, pl. 16, fig. 4

Раковина маленькая (диаметр до 0,3 мм, высота 0,15 мм), трохоспиральная, двояковыпуклая, с широко округлым периферическим краем. Спиральная сторона эволютная, слегка уплощенная; пупочная сторона инволютная, более выпуклая, с хорошо выраженным узким углубленным пупком. В последнем обороте 9 камер, постепенно увеличивающихся в размере с ростом раковины. Поверхность камер гладкая, покрыта крупными редкими порами. Межкамерные швы плохо выраженные, слегка изогнутые. Устье внутрикраевое, узкощелевидное, протягивается от периферии раковины в пупочную область, прикрыто маленькой губой, которая в пупочной области образует небольшую треугольную пластинку.

Этот вид впервые описан из сантон-маастрихтских отложений Северной Америки. Он часто встречается на Фолклендском плато в верхнекампанско-нижнемаастрихтском интервале скв. 511.

Gavelinella stephensoni (Cushman)

Табл. XVIII, 14, 15

1946. *Cibicides stephensoni* Cushman, p. 159, pl. 65, fig. 4

Раковины этого вида из коньякско-кампанских отложений Фолклендского плато (скв. 511) в последнем обороте имеют 9 камер в отличие от форм из верхнемеловых отложений Северной Америки, у которых в последнем обороте насчитывается до 10—11 камер [Cushman, 1946].

СЕМЕЙСТВО NONIONIDAE SCHULTZE, 1854

Род *Pullenia* Parker et Jones, 1862

Pullenia coryelli White

Табл. XIX, 7, 8

1929. *Pullenia coryelli* White, p. 56, pl. 5, fig. 22

Раковина среднего размера (диаметр 0,40—0,45 мм, толщина до 0,35 мм), планиспиральная, инволютная, вздутая, с широко округлым периферическим краем. В последнем обороте 4—5 камер, постепенно увеличивающихся в размере, последняя камера несколько более вздутая. Межкамерные швы неотчетливые, слегка вдавленные, прямые. Поверхность гладкая. Устье внутрикраевое, в виде арки, протягивающееся в основании последней камеры от одной пупочной области до другой.

Этот вид является характерным для кампанско-нижнемаастрихтских отложений Фолклендского плато (скв. 511).

Pullenia jarvisi Cushman

Табл. XIX, 6

1936. *Pullenia jarvisi* Cushman, p. 77, pl. 13, fig. 6

Раковины этого вида, встреченные в кампанских отложениях Фолклендского плато (скв. 511), полностью идентичны формам, описанным Дж. Кешмэнном из верхнемеловых слоев формации Лизард-Спрингс (о-в Тринидад) и района Тампико (Мексика). Он легко узнается благодаря своей планиспиральной раковине с 5—6 камерами в последнем обороте, отчетливо вдавленными, слегка изогнутыми межкамерными швами, внутрикраевым, низким, арковидным устьем и углубленными пупками.

Род *Spirillina* Ehrenberg, 1843*Spirillina minima* Schacko

Табл. XV, 11

1892. *Spirillina minima* Schacko, p. 159, fig. 4

Этот вид с маленькой тонкой сдавленной симметричной эволютной раковиной впервые был описан из сеноманских отложений Центральной Европы. На Фолклендском плато часто встречается в альбских осадках (скв. 511).

Spirillina elongata Bielecka and Pozaryska

Табл. XV, 12

1954. *Spirillina elongata* Bielecka and Pozaryska, p. 196, pl. 10, fig. 51—53

Раковины этого вида близки к *S. minima*, но отличаются от него вытянутой, овальной в плане формой. Впервые описан из верхнеюрских (кимериджских) отложений. На Фолклендском плато его особи характерны для альбских слоев скв. 511.

Род *Patellina* Williamson, 1858*Patellina subcretacea* Cushman and Alexander

Табл. XVI, 1

1930. *Patellina subcretacea* Cushman and Alexander, p. 12, pl. 3, fig. 1

Встреченные нами экземпляры близки, судя по описанию, к голотипу, слегка отличаясь от него более высокоспиральным навиванием камер на спинной стороне. На Фолклендском плато этот вид обнаружен в альбских отложениях (скв. 511).

Patellina sp.

Табл. XVI, 2

Раковина среднего размера (диаметр до 0,5 мм, высота до 0,4 мм), трохоспиральная, высококоническая, односторонне выпуклая. На выпуклой спинной стороне видны все обороты, на уплощенной брюшной видны только 2 последние камеры. Межкамерные швы отчетливые, образуют спиральный гребень, выступающий над поверхностью раковины. Устье — широкая арка, открывается в пупочную область.

Раковины этого, возможно нового, вида встречены в верхней части альбских отложений в скв. 511 на Фолклендском плато.

Род *Patellinella* Cushman, 1928*Patellinella australis* Lambert and Scheibnerova

Табл. XVI, 4, 5

1974. *Patellinella australis* Lambert and Scheibnerova, p. 82, pl. 3, fig. 5, text-fig. 12

Раковина маленькая (диаметр 0,30—0,35 мм, высота 0,30 мм), трохоспиральная, высококоническая. На спинной стороне видны все обороты, на брюшной стороне наблюдаются только 2 камеры последнего оборота. Межкамерные швы неотчетливые, сильно скошенные. Устье широкое, арковидное, открывающееся в пупочную область.

Вид встречен в средне-верхнеальбских отложениях Южной Африки [Lambert, Scheibnerova, 1974] и в альбских осадках Южной Атлантики [Sliter, 1977b; Scheibnerova, 1978]. В скв. 511 он обнаружен в верхней части альбских отложений. *P. australis* является характерным видом Австралийной биогеопровинции.

Р о д **Pseudopatellinella Takayanagi, 1960**

Pseudopatellinella sp.

Табл. XVI, 3

Раковина маленькая (наибольший диаметр до 0,35 мм, наименьший — до 0,25 мм; высота 0,2 мм), низко трохоспиральная, овальная в плане, со слегка выпуклой спиральной стороной и уплощенной пупочной стороной. Раковины быстро увеличиваются в размере и как бы закручиваются по мере роста. В последнем обороте только 2 камеры, видимые на брюшной стороне. Устье — узкая щель на пупочной стороне, протягивается вдоль длинной оси раковины к центру последней камеры.

Раковины этого таксона встречены только в самой верхней части альбских отложений скв. 511.

С Е М Е Й С Т В О CHILOSTOMELLIDAE BRADY, 1881

Р о д **Allomorphina Szjzek, 1848**

Allomorphina minuta Cushman

Табл. XIX, 9, 10

1946. *Allomorphina minuta* Cushman, p. 145, pl. 60, fig. 6

Раковина маленькая (диаметр 0,20 мм, высота 0,15 мм), трохонидная, слегка двояковыпуклая в плане, треугольно-округлого очертания. В последнем обороте 3 камеры, быстро увеличивающиеся в размере. Межкамерные швы неотчетливые на спиральной стороне и широко вдавленные на пупочной стороне. Устье узкое, щелевидное, закрытое хорошо выраженной треугольной пластинкой, прикрепленной к последней камере.

Этот вид описан из верхнемеловых отложений Северной Америки [Cushman, 1946]. Редкие экземпляры присутствуют в разновозрастных осадках Фолклендского плато (скв. 511).

Р о д **Quadrимorphina Finlay, 1939**

Quadrимorphina allomorphinoides (Reuss)

Табл. XIX, 11—13

1860. *Valvulina allomorphinoides* Reuss, p. 223, pl. 11, fig. 6

Раковина сравнительно крупная (диаметр 0,6 мм, высота 0,4 мм), трохоспиральная двояковыпуклая, с инволютной пупочной стороной и широко округлым периферическим краем. В последнем обороте 4 камеры; последняя камера с широкой пупочной пластинкой, которая занимает почти половину раковины. Межкамерные швы неотчетливые, слегка изогнутые. Устье широкое, арковидное, частично закрыто пупочной пластинкой.

Этот вид характерен для верхнемеловых отложений Европы, Северной Америки и Южной Атлантики. Обычен также в кампанских — нижнемаастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

С Е М Е Й С Т В О BULIMINIDAE JONES, 1875

Р о д **Reussella Galloway, 1933**

Reussella szajnochae (Grzybowski)

Табл. XX, 1—3

1896. *Verneuilina szajnochae* Grzybowski, p. 27, pl. 7, fig. 1

Раковина крупная (высота 0,9 мм, ширина 0,5 мм), с низкими почти треугольными в плане камерами, коротким толстым шипом на начальном конце и бугристой поверх-

ностью. Межкамерные швы отчетливые, глубоко вдавленные. Устье почти терминальное, петлевидное, протягивающееся от края последней камеры вдоль ее поверхности.

Раковины *R. szajnochae* часто встречаются в кампанских—нижнемаастрихтских отложениях Фолклендского плато. Они очень похожи на формы, описанные и изображенные Я. Хофкером [Hofker, 1957] из кампанских отложений Нидерландов и ФРГ.

СЕМЕЙСТВО PLEUROSOMELLIDAE REUSS, 1860

Род *Pleurostomella* Reuss, 1860

Pleurostomella subnodosa Reuss

Табл. XX, 4

1860. *Pleurostomella subnodosa* Reuss, p. 204, pl. 8, fig. 2

Раковины этого вида, постоянно встречающиеся в верхней части верхнемеловых отложений Фолклендского плато (скв. 511), полностью отвечают определению голотипа из меловых отложений Европы и идентичны экземплярам *P. subnodosa*, описанным Дж. Кешмэном [Cushman, 1946] из одновозрастных слоев западного побережья Северной Америки.

Pleurostomella torta Cushman

Табл. XX, 5, 6

1946. *Pleurostomella torta* Cushman, p. 133, pl. 55, fig. 11

Раковина крупная (длина до 1,0 мм, ширина 0,3 мм), цилиндрическая, с почти параллельными, слегка лопастными сторонами, округлая в поперечном сечении. Камеры крупные, постепенно увеличивающиеся в размере, двурядно расположенные, последняя камера вытянута. Межкамерные швы отчетливые, изогнутые, слегка вдавленные. Устье эллиптическое в очертании, с губой и пластинчатым зубом.

Вид впервые описан из верхнемеловых отложений Мексики. На Фолклендском плато раковины *P. torta* встречены в кампанском интервале скв. 511.

Род *Ellipsoidella* Heron-Allen et Earland, 1910

Ellipsoidella primitiva (Cushman)

Табл. XX, 7

1946. *Nodosarella primitiva* Cushman, p. 134, pl. 55, fig. 17

Раковина удлинённая (длина 0,7—0,8 мм, ширина 0,2 мм), заостренная на концах, со слегка уплощенной двурядной начальной частью, позже однорядная. Камеры постепенно увеличиваются в размере с ростом раковины. Межкамерные швы отчетливые, косые в начальной части, слегка скошенные до почти горизонтальных между последними камерами, вдавленные. Устье терминальное, одна сторона приподнята над другой.

Вид впервые описан из верхнемеловых отложений Северной Америки. На Фолклендском плато редкие экземпляры этого таксона встречены в средней части разреза меловых отложений (скв. 511).

Ellipsoidella robusta (Cushman)

Табл. XX, 8

1943. *Nodosarella robusta* Cushman, p. 92, pl. 16, fig. 8

Раковины этого вида изредка присутствуют в коньяк-кампанских и обильны в нижнемаастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Р о д **Bandyella** Loeblich and Tappan, 1962

Bandyella greatvalleyensis (Trujillo)

Табл. XX, 9

1964. *Bandyella greatvalleyensis* (Trujillo); in: Loeblich and Tappan, 1964, p. C730, fig. 598, 2

Вид характеризуется довольно крупной (длина 0,8 мм, ширина 0,35 мм), короткой, вздутой, вначале трехрядной, позднее двурядной раковины с отчетливыми камерами, вдавленными межкамерными швами и почти терминальным, утопленным, как бы закрытым капюшоном, Т-образным устьем.

Впервые описан из сантонских отложений Калифорнии и распространен от коньяка до маастрихта. На Фолклендском плато вид встречен в этом же интервале (скв. 511).

С Е М Е Й С Т В О BOLIVINITIDAE CUSHMAN, 1927

Р о д **Spirobolivina** Hofker, 1956

Spirobolivina australis Scheibnerova

Табл. XVI, 6

1974. *Spirobolivina australis* Scheibnerova, p. 743, pl. 4, fig. 4; pl. 10, fig. 14

Этот вид, характерный для Австралийной биогеопровинции, впервые описан из верхнеальбских отложений скв. 259 в Индийском океане [Scheibnerova, 1974]. Встреченные в этом же интервале на Фолклендском плато (скв. 511) экземпляры полностью отвечают описанию голотипа.

КАЛЬЦИСФЕРУЛИДЫ

С Е М Е Й С Т В О CALCISPHAERULIDAE BONET, 1956

Р о д **Pithonella** Lorenz, 1901

Pithonella thayeri Bolli

Табл. XX, 10—13

1974. *Pithonella thayeri* Bolli, p. 853, pl. 1, fig. 9—12; pl. 3, fig. 9—12; pl. 9, fig. 1—12; pl. 21, fig. 3

Раковина маленькая (диаметр около 75 мк), почти сферическая или слегка овоидная, с однослойной стенкой толщиной до 10—12 мк. Кристаллы кальцита, слагающие стенку, обычно крупные (8—12 мк), с подчиненным количеством мелких кристаллов (4—5 мк). Они неправильной формы, часто совсем бесформенные, разного размера, тесно уложенные, с мелкими порами, редко и неравномерно разбросанными по поверхности. Внешняя поверхность неровная, с отдельными выступающими кристаллами. Внутренняя поверхность в целом гладкая, с отдельными крупными выступающими кристаллами, возможно, вторичного происхождения. Устье маленькое, округлое, диаметром около 15 мк, симметрично расположенное на конце раковины и окруженное кристаллами, аналогичными тем, которые слагают стенку.

P. thayeri описана Х. Болли [Bolli, 1974] из верхнеюрских отложений абиссальной равнины Арга в Индийском океане. Позднее вид обнаружен в валанжинско-барремских осадках Марокканской впадины в Атлантическом океане [Pflaumann, Krashennnikov, 1978]. Морфологические признаки *P. thayeri* из этих местонахождений и из меловых отложений Фолклендского плато (скв. 511) сходны, но здесь он встречен в альб-сеноманском интервале. Такой широкий возрастной диапазон, возможно, указывает на то, что под этим названием объединены разные виды.

Pithonella sheilasantawae Bolli

Табл. XXI, 4—6

1974. *Pithonella sheilasantawae* Bolli, p. 854, pl. 4, fig. 1—4; pl. 13, fig. 3—7; pl. 22, fig. 4

Раковина маленькая (диаметр до 70 мк), сферическая или почти сферическая, с двуслойной стенкой. Кристаллы кальцита, слагающие стенку, среднего размера (обычно 3—4 мк) и неправильной округлой формы, тесно уложенные, что придает поверхности раковины характер булыжной мостовой. Толщина стенки до 10 мк. Внешний и внутренний слои разделены пространством со свободным расположением кристаллов кальцита. Устье большое, круглое, его диаметр почти равен максимальному диаметру раковины, в результате раковина имеет форму яблока.

P. sheilasantawae по внешнему облику напоминает некоторые другие виды рода *Pithonella*, которые имеют сферическую раковину и большое устье. От *P. rockeri* этот вид отличается двуслойной стенкой и отсутствием на внешней поверхности отдельных крупных кристаллов, от *P. francadecimae* — своей внешней поверхностью, напоминающей булыжную мостовую. Некоторым сходством этот таксон обладает с *Bonetocardiella conoidea* (Bonet), но представители рода *Bonetocardiella* характеризуются сердцевидной раковиной с устьем среднего размера, расположенным в небольшой впадине.

На Фолклендском плато *P. sheilasantawae* встречена в самой верхней части альбских и в сеноманских отложениях (скв. 511).

Pithonella loricata Krasheninnikov and Basov

Табл. XXI, 1—3

1983. *Pithonella loricata* Krasheninnikov and Basov, p. 982, pl. 3, fig. 1—7

Раковина маленькая (диаметр около 90 мк), сферическая, с двуслойной стенкой. Внешний и внутренний слои равные по толщине (около 6 мк) и сложены таблитчатыми кальцитовыми кристаллами неправильного очертания и разного размера, тесно уложенными и образующими относительно ровную внешнюю поверхность с неравномерно разбросанными тонкими порами. Внешний и внутренний слои отчетливо отделены один от другого пространством с более свободным расположением кристаллов. Устье не обнаружено у всех наблюдавшихся экземпляров. Одна из раковин имеет большое отверстие, которое, возможно, является устьем.

P. loricata из альбских отложений Фолклендского плато (скв. 511) имеют сходство с *P. robinsoni*, но отличаются от последней отсутствием устья (в альтернативе — очень большим устьем) и отсутствием на внешней поверхности крупных кристаллов.

Pithonella squalida Krasheninnikov and Basov

Табл. XXI, 7—9

1983. *Pithonella squalida* Krasheninnikov and Basov, p. 982, pl. 4, fig. 1—8

Раковина очень маленькая (длина 60 мк; большой диаметр 50 мк, малый диаметр 45 мк; длина устья 25—30 мк, ширина 10—12 мк), сжатая, овоидная, иногда яйцевидная, с двуслойной стенкой. Кристаллы кальцита, слагающие внешний слой (толщина 5—6 мк), массивные с закругленными краями, плотно уложенные, придающие внешней поверхности облик булыжной мостовой, размеры кристаллов до 3—5 мк. На всей поверхности видны крошечные поры (псевдопоры). Внутренний слой (толщина 2—4 мк) состоит из кристаллов меньшего размера. Внутренняя поверхность имеет такой же характер, как и внешняя, с отдельными крупными выступающими кристаллами, возможно, вторичного происхождения. Устье удлиненное, щелевидное, окруженное крупными кристаллами. Своей поверхностью, напоминающей булыжную мостовую, раковины этого вида похожи на раковины *P. rockeri*, но последние на поверхности имеют крупные выделяющиеся кристаллы. *P. gustafsoni* с такой же поверхностью отличается однослойной сферической раковиной с маленьким круглым устьем.

Нижняя часть верхнесеноманских отложений Фолклендского плато (скв. 511).

Pithonella miniaperta Krasheninnikov and Basov

Табл. XXII, 4—6

1983. *Pithonella miniaperta* Krasheninnikov and Basov, p. 983, pl. 5, fig. 1—8

Раковина маленькая (диаметр 90 мк, толщина внешнего, промежуточного и внутреннего слоев 4—5, 10 и 3 мк соответственно), сферическая, с трехслойной стенкой. Внешний слой состоит из относительно крупных таблитчатых кристаллов кальцита размером 3—4 мк, с неправильными очертаниями и черепицеобразно налегающих один на другой, плотно уложенных. Часто они выступают над поверхностью раковины, придавая ей неровный характер. Второй, промежуточный слой образован кристаллами меньшего размера, свободно расположенными. Третий, внутренний слой состоит из крупных плоских кристаллов размером 5—6 мк, свободно уложенных и образующих очень неровную поверхность. Устье маленькое, округлое, с неровным краем.

Структура внешнего слоя с черепицеобразно уложенными кристаллами у этого вида похожа на таковую у *P. loricata*, но последний отличается двуслойной стенкой и большим устьем (обычно оно отсутствует). От трехслойной раковины *P. heirtzleri* с очень тонким внутренним слоем *P. miniaperta* отличается другим типом кристаллов, слагающих внешний и средний слои. Некоторым сходством вид обладает с *P. guttula*, но раковина последнего имеет совершенно другое строение стенки, выражающееся в отсутствии черепицеобразного расположения кристаллов во внешнем слое.

Pithonella miniaperta обнаружена в альбско-коньякских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Pithonella squamosa Krasheninnikov and Basov

Табл. XXII, 1—3

1983. *Pithonella squamosa* Krasheninnikov and Basov, p. 983, pl. 6, fig. 1—6

Раковина маленькая (длина 100 мк, диаметр раковины 75—80 мк, диаметр устья 15 мк), овоидная, с двуслойной стенкой. Внешний слой толщиной 5—6 мк сложен таблитчатыми кристаллами кальцита с неправильными очертаниями на внешней поверхности. Кристаллы относительно плотно уложены, образуя более или менее гладкую поверхность с тонкими неравномерно разбросанными порами (псевдопорами). Внутренний слой тонкий, состоит из очень мелких кристаллов. Слои разделены пустотами. Внутренняя поверхность ровная; отдельные кристаллы (возможно, вторичного происхождения) выступают над ней. Устье маленькое, круглое, расположено симметрично в верхней части раковины.

Данный вид напоминает *P. loricata* таблитчатой формой кристаллов и их черепицеобразным расположением, но отличается от него овоидной формой раковины, маленьким устьем и наличием пустот между слоями. От близкого вида *P. heirtzleri* он отличается овоидной формой, двуслойной стенкой и таблитчатыми кристаллами внешнего слоя.

Редкие экземпляры этого вида встречаются в верхнеальбских—верхнесеноманских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Pithonella transitoria Krasheninnikov and Basov

Табл. XXII, 7—9

1983. *Pithonella transitoria* Krasheninnikov and Basov, p. 983, pl. 7, fig. 1—6

Раковина маленькая (диаметр раковины 70 мк, диаметр устья около 20 мк), сферическая, с двуслойной стенкой. Кристаллы кальцита, слагающие внешний слой, среднего размера, слегка удлинённые или неправильной формы, неплотно уложенные, с пространствами между ними. Кристаллы расположены почти параллельно поверхности раковины, которая в результате имеет довольно ровный характер. Толщина внешнего слоя 6 мк. Внутренний слой толщиной 5 мк состоит из мелких удлинённых кристаллов, плотно уложенных главным образом перпендикулярно гладкой внутренней поверхности, с пространствами между ними. Иногда во внутреннюю сферу выступают крупные кристаллы, возможно, вторичного генезиса. Контакт между слоями от-

четливый, с неправильной формы пустотами. Устье маленькое, круглое, окруженное неправильными кристаллами, образующими неровный край.

Своей формой *P. transitoria* напоминает *P. johnstonei*, но отличается двуслойной стенкой, характером внешней поверхности и устьем большего размера.

Этот вид широко распространен в верхнекампанских и особенно в нижнемаастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

Pithonella usheri Krashenninnikov and Basov

Табл. XXIII, 5—8

1983. *Pithonella usheri* Krashenninnikov and Basov, p. 983, pl. 7, fig. 7—9; pl. 8, fig. 1, 2

Раковина крупная (длина 140—150 мк, диаметр 90—95 мк), веретеновидная, каплевидная или грушевидная, часто с вытянутыми обоими концами. Поперечное сечение округлое, с наибольшим диаметром в средней части раковины. Поверхность гладкая, с тонкими псевдопорами. Стенка двуслойная. Внешний слой состоит из мелких кристаллов кальцита, относительно свободно уложенных, с длинными осями, параллельными поверхности раковины. В сечении эти кристаллы столбчатые, на поверхности удлинённые, расположенные в виде сетки, под углом 120° один к другому. Толщина внешнего слоя 3 мк. Внутренний слой толщиной 6—7 мк образован крупными массивными бесформенными кристаллами. Устье обычно маленькое и округлое, диаметром 20—25 мк, часто занимает асимметричное положение вблизи вытянутого конца раковины и окружено кристаллами, аналогичными тем, которые слагают всю раковину.

P. usheri чрезвычайно изменчива по форме. Наиболее часто встречаются раковины грушевидной формы с более вытянутым устьевым концом и широко округлым противоположным концом раковины. Иногда оба конца вытянуты и раковина имеет веретенообразную форму. Изменчивость наблюдается также и в положении устья. Веретеновидные раковины обычно характеризуются более асимметричным положением устья.

Этот вид принадлежит к группе видов *P. krashenninnikovi*, которые характеризуются двуслойной стенкой с сетчатым расположением столбчатых кристаллов внешнего слоя и плотным расположением массивных кристаллов внутреннего слоя. От представителей этой группы (*P. krashenninnikovi*, *P. cylindrica* и *P. bilamellata*) отличается грушевидной или каплевидной формой.

Раковины данного вида характерны для верхнекампанско-нижнемаастрихтских отложений Фолклендского плато (скв. 511).

Pithonella bilamellata Pflaumann and Krashenninnikov

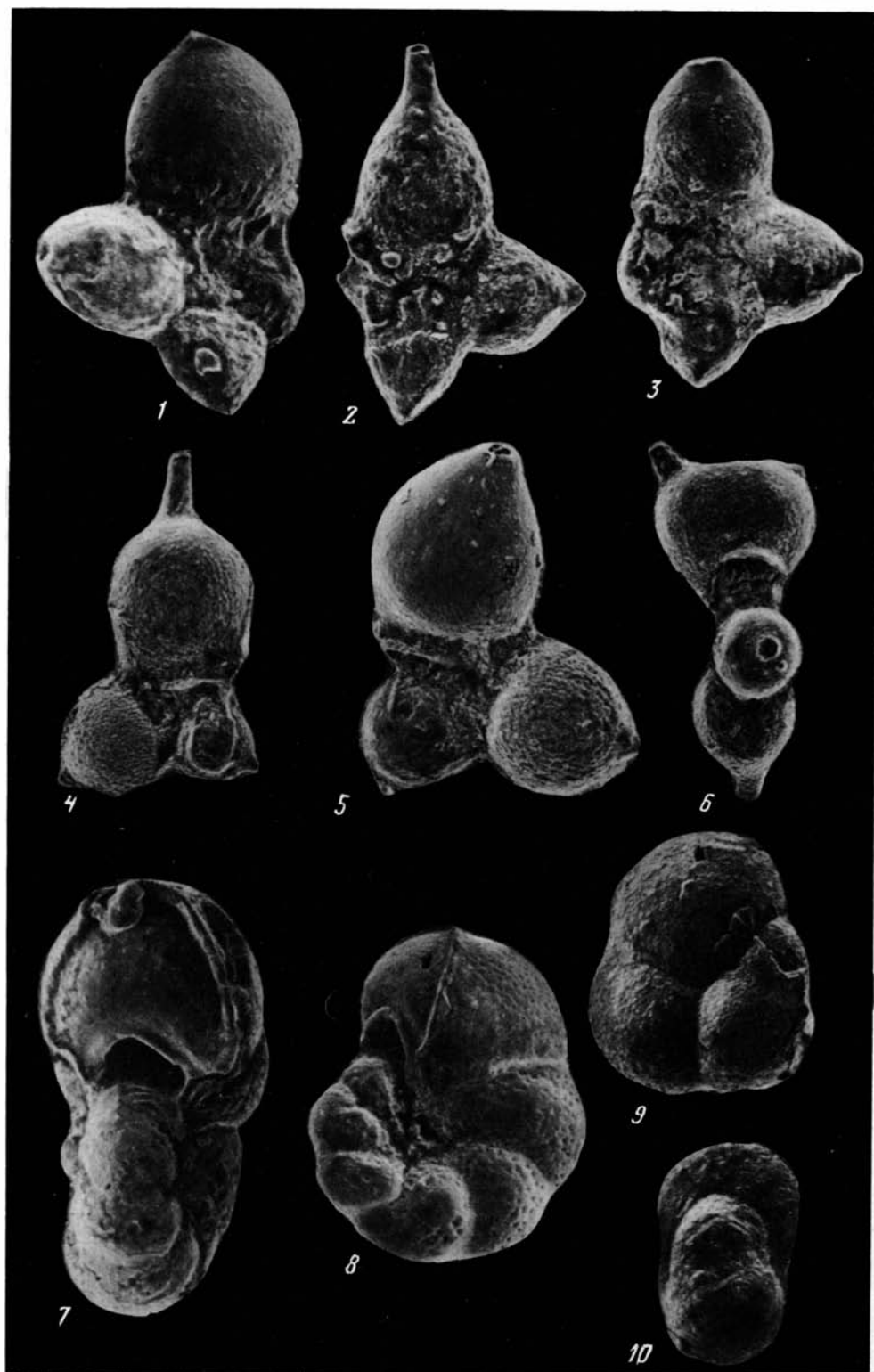
Табл. XXIV, 1—3

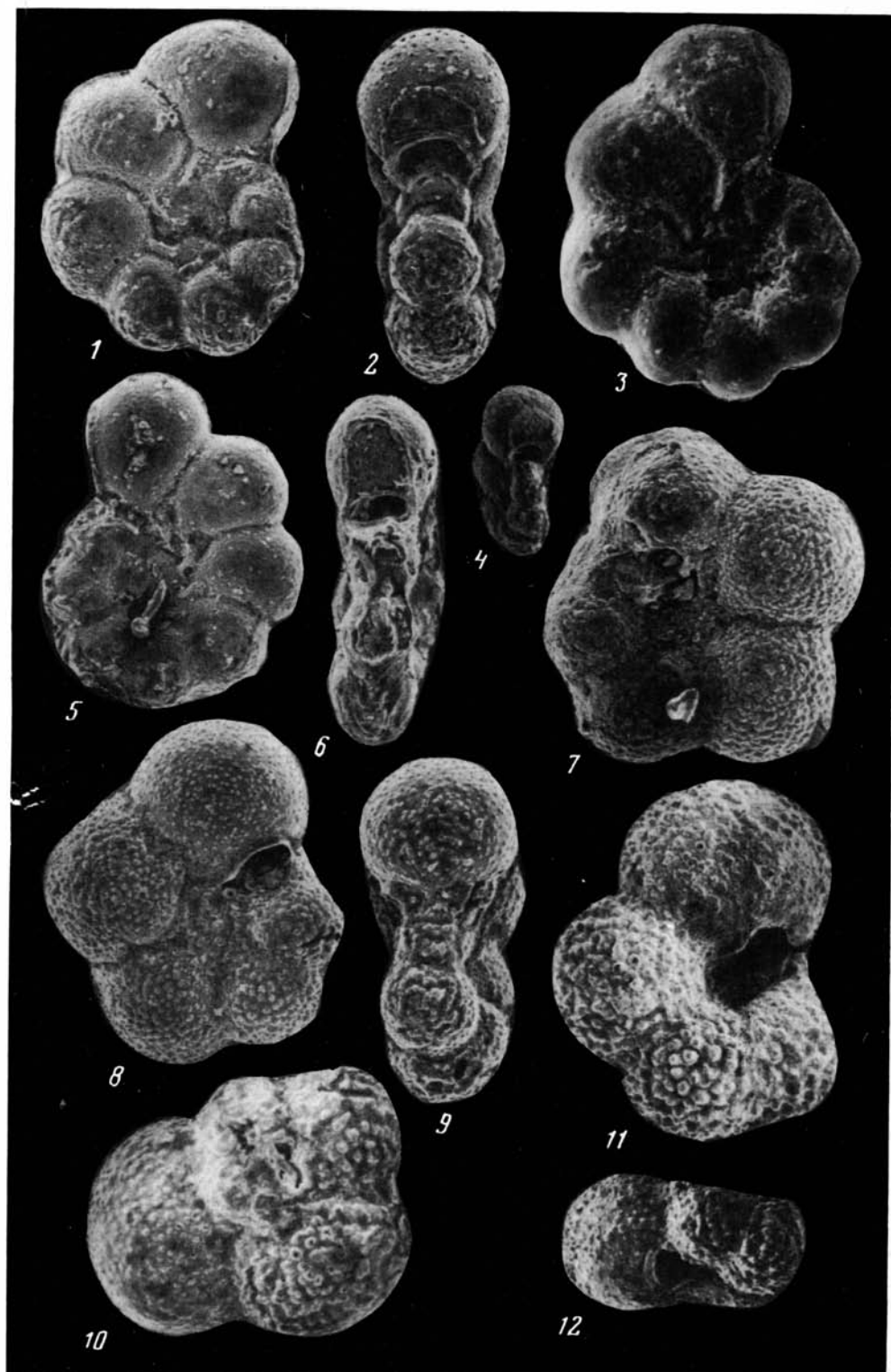
1978. *Pithonella bilamellata* Pflaumann and Krashenninnikov, p. 822, pl. 5, fig. 5, 6; pl. 6, fig. 1, 2

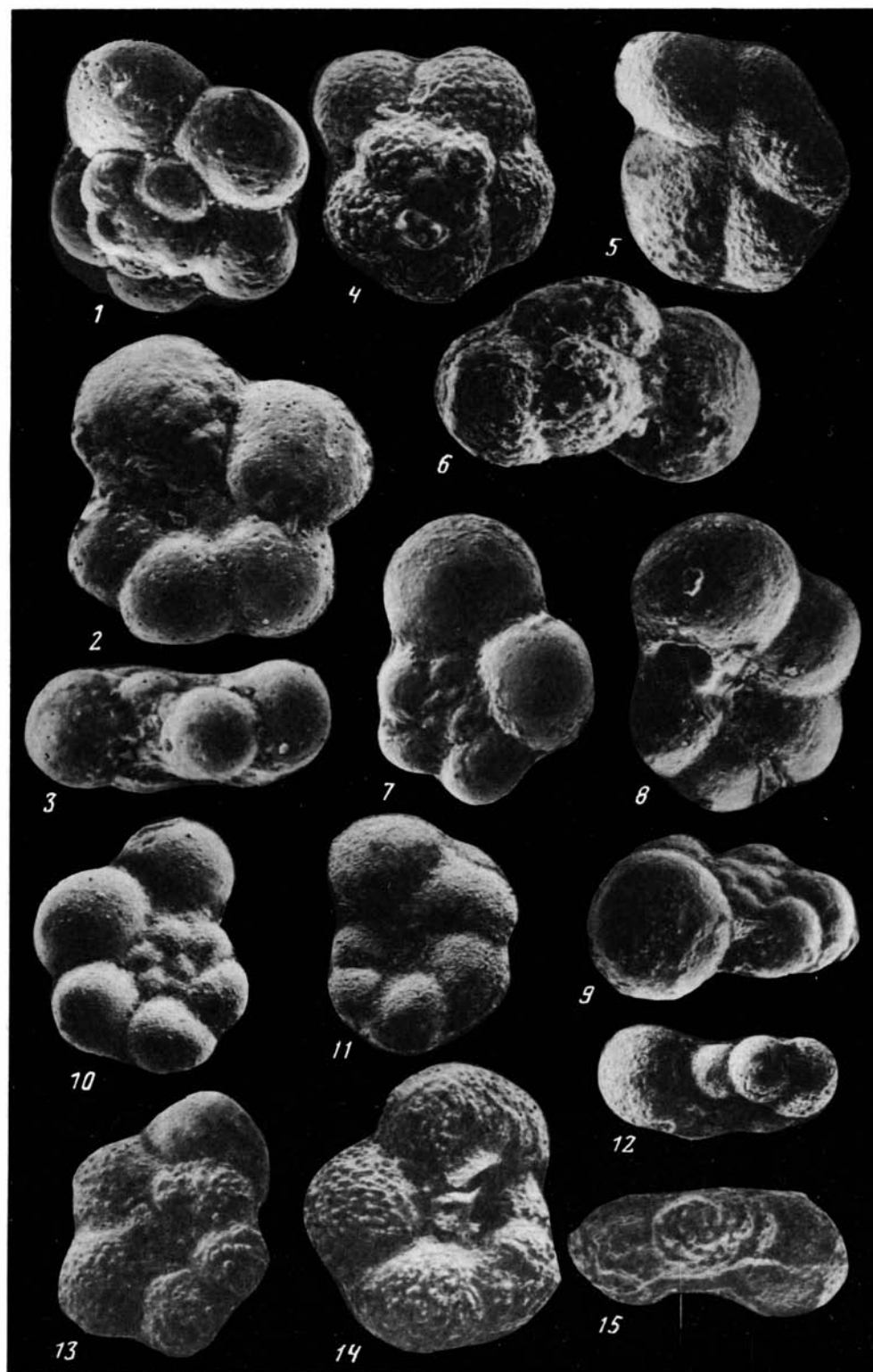
Раковина небольшая (длина 80—90 мк, диаметр раковины 70—80 мк, диаметр устья около 25 мк), широко оvoidная, вздутая, слегка сужающаяся к устьевому концу, с двуслойной стенкой. Внешний слой тонкий (около 2—3 мк), состоит из радиально ориентированных коротких кристаллов, которые образуют гладкую внешнюю поверхность. На поверхности кристаллы слегка удлинённые, соединённые своими концами, образуют сетку с пространствами между ними (псевдопоры). Внутренний слой более толстый (7—8 мк), сложенный крупными массивными кристаллами. Граница между слоями отчетливая. Устье терминальное, округлое, с неровным краем.

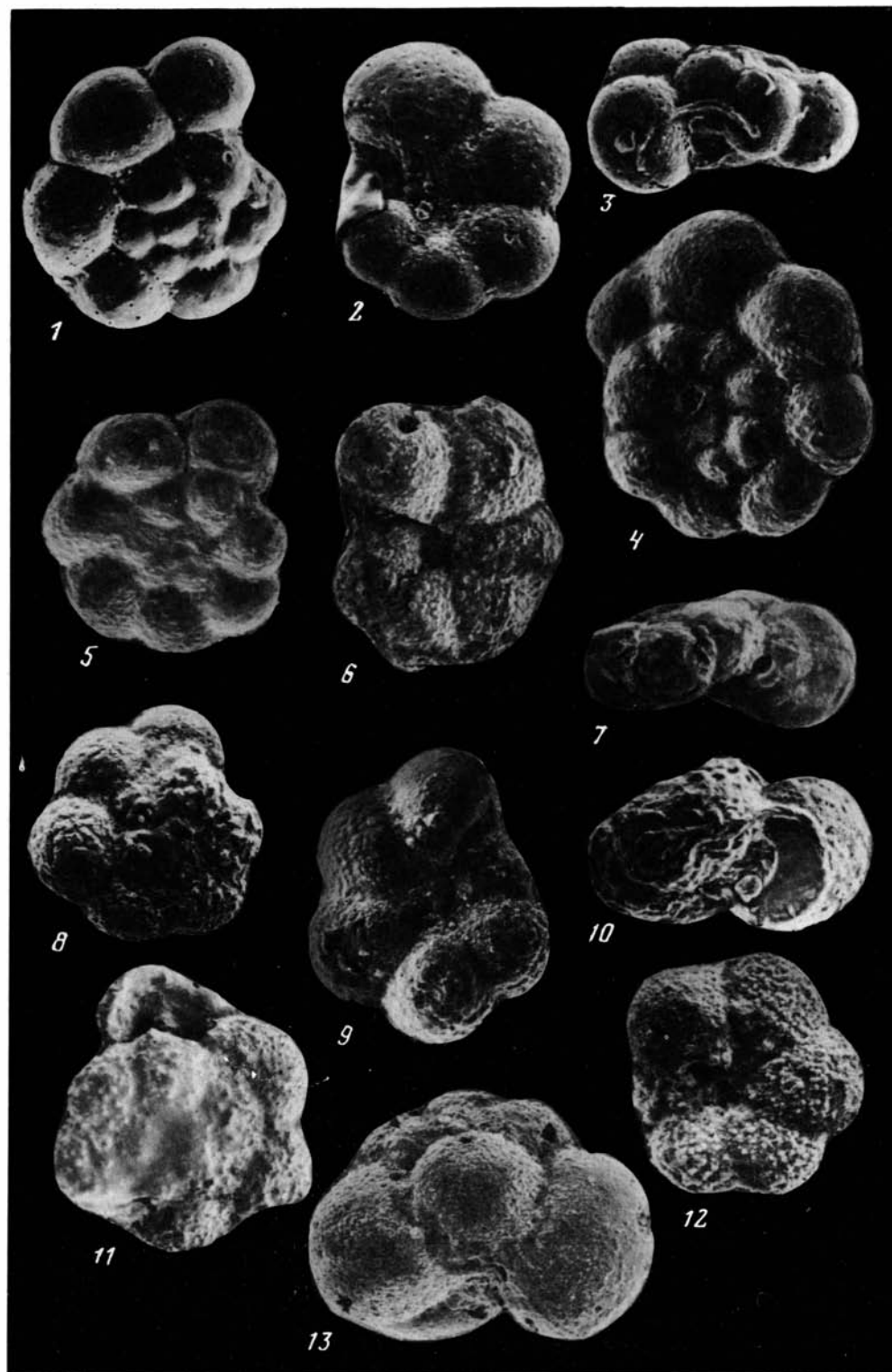
Этот вид был описан из кампанских—маастрихтских отложений континентального склона Западной Сахары в скв. 369 [Pflaumann, Krashenninnikov, 1978]. Он отличается от *P. krashenninnikovi* и *P. cylindrica* своей широко оvoidной раковиной.

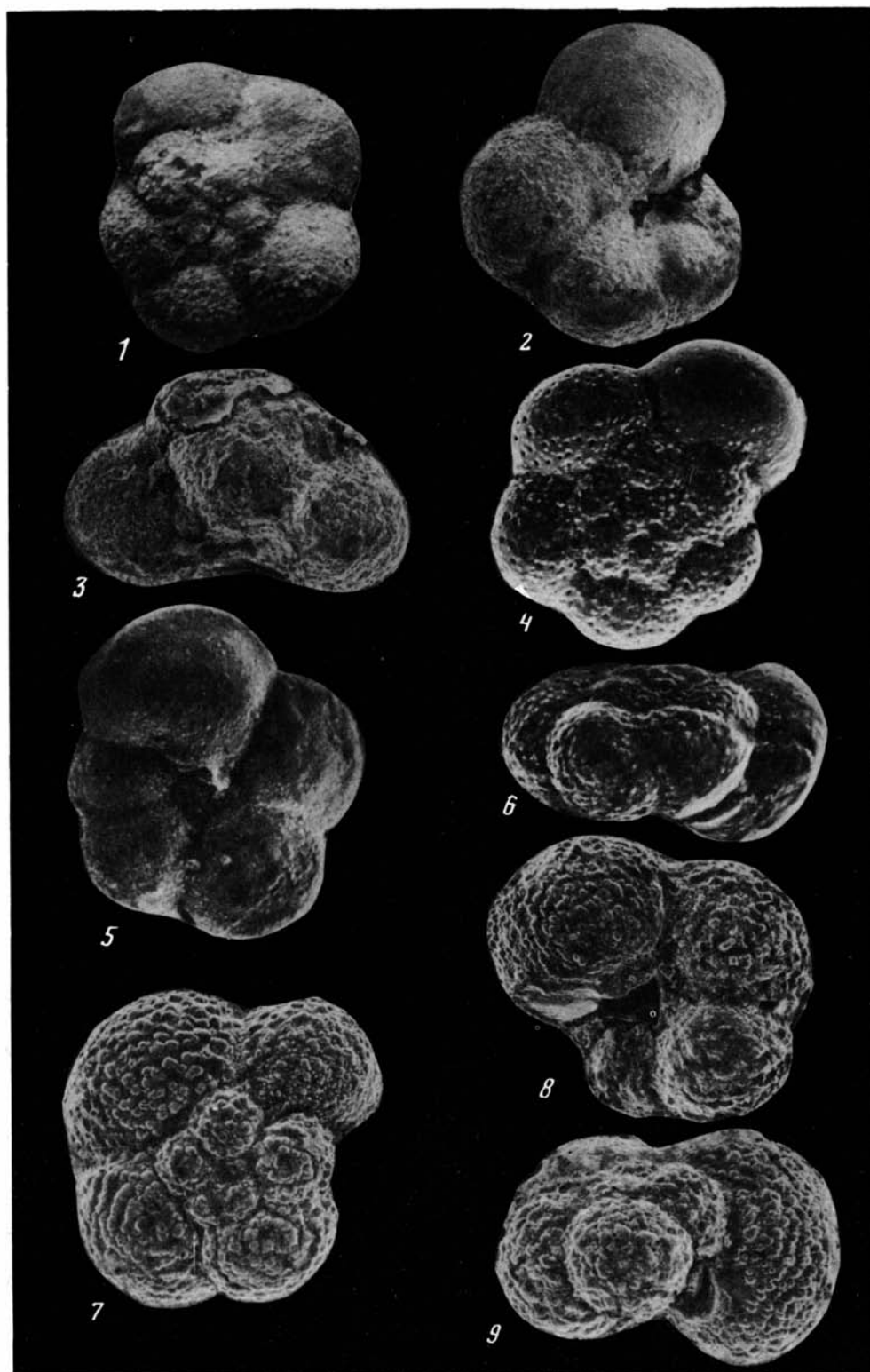
Встречен в кампанско-нижнемаастрихтских отложениях Фолклендского плато (скв. 511).

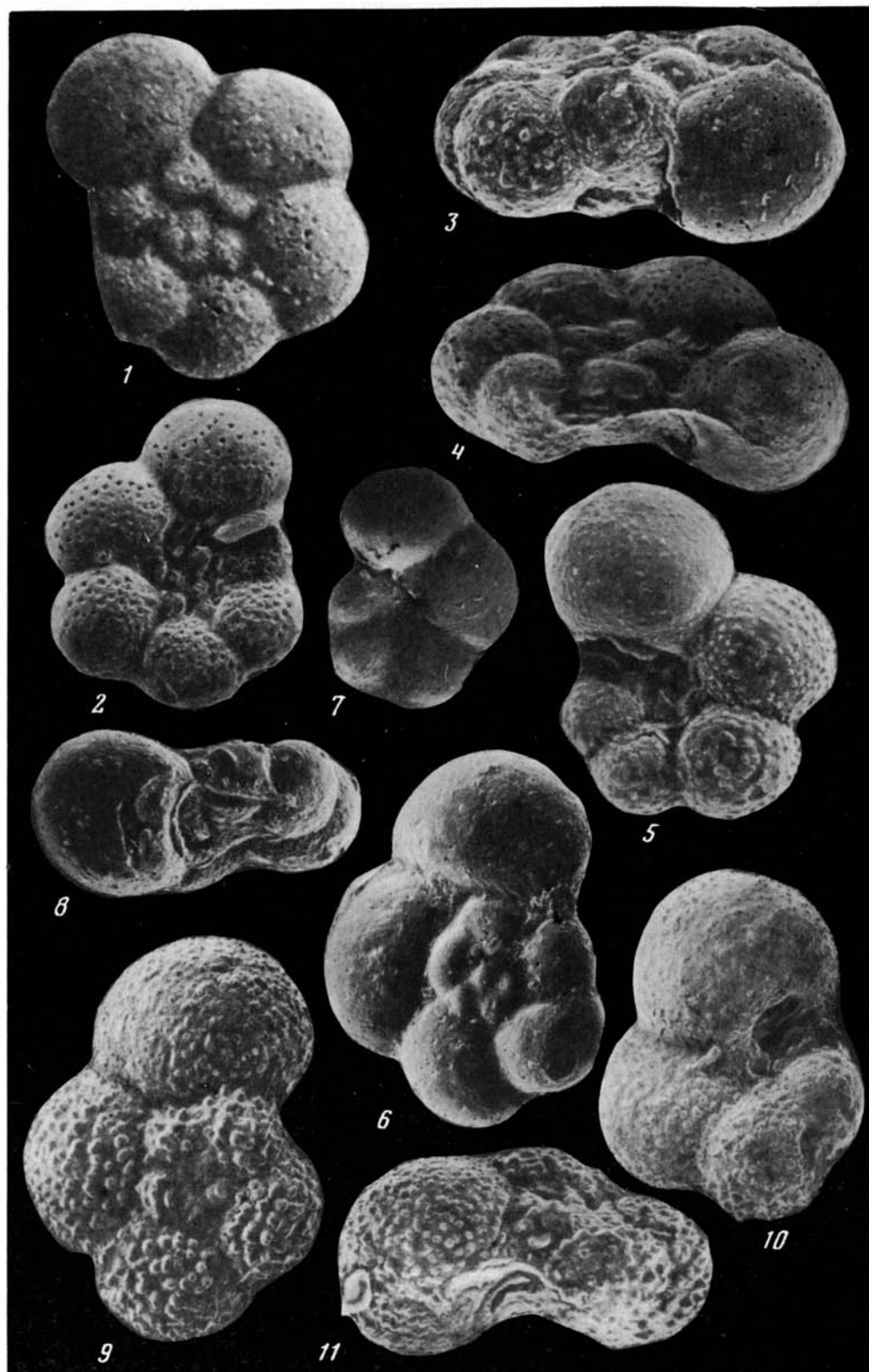


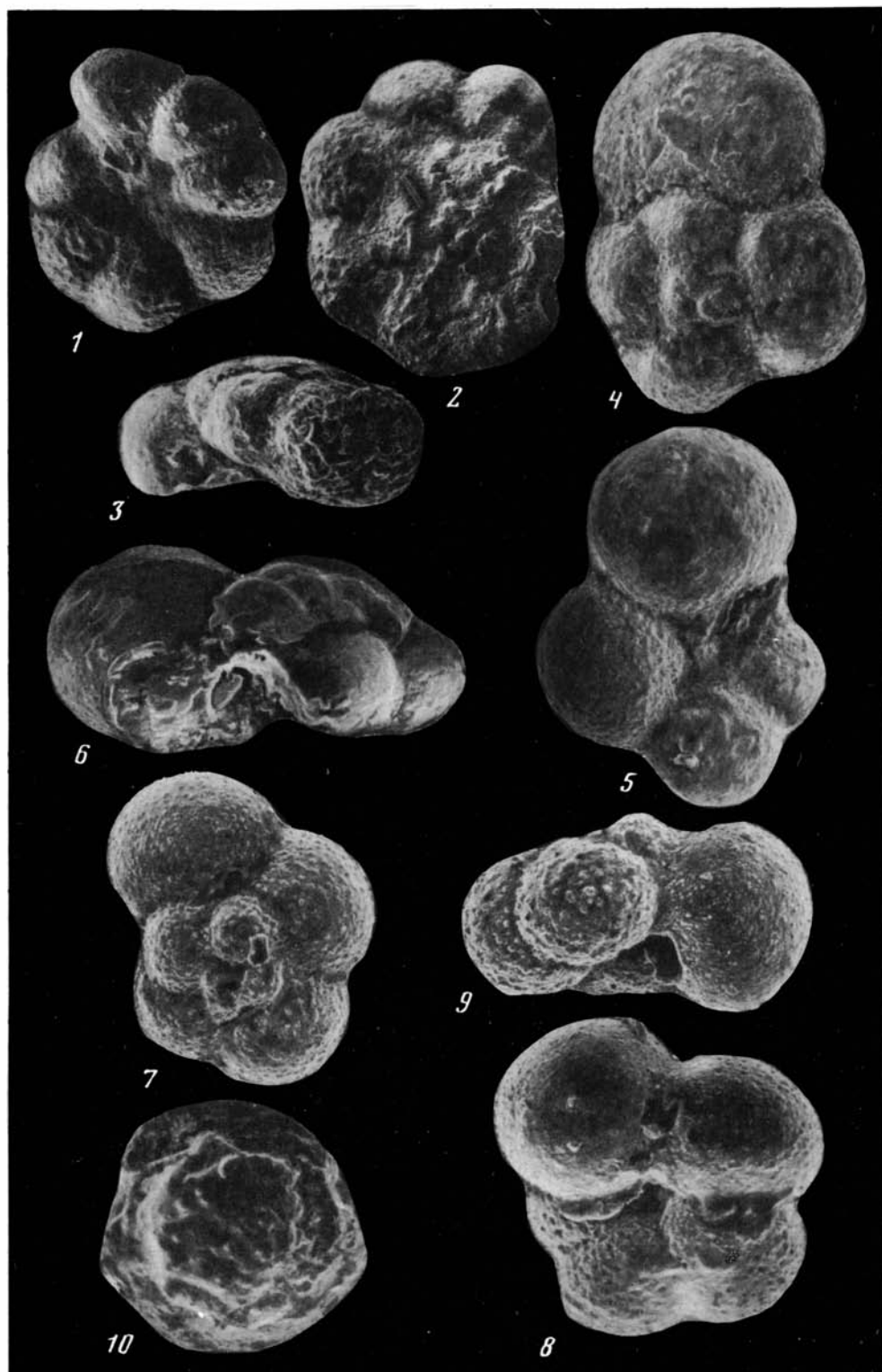


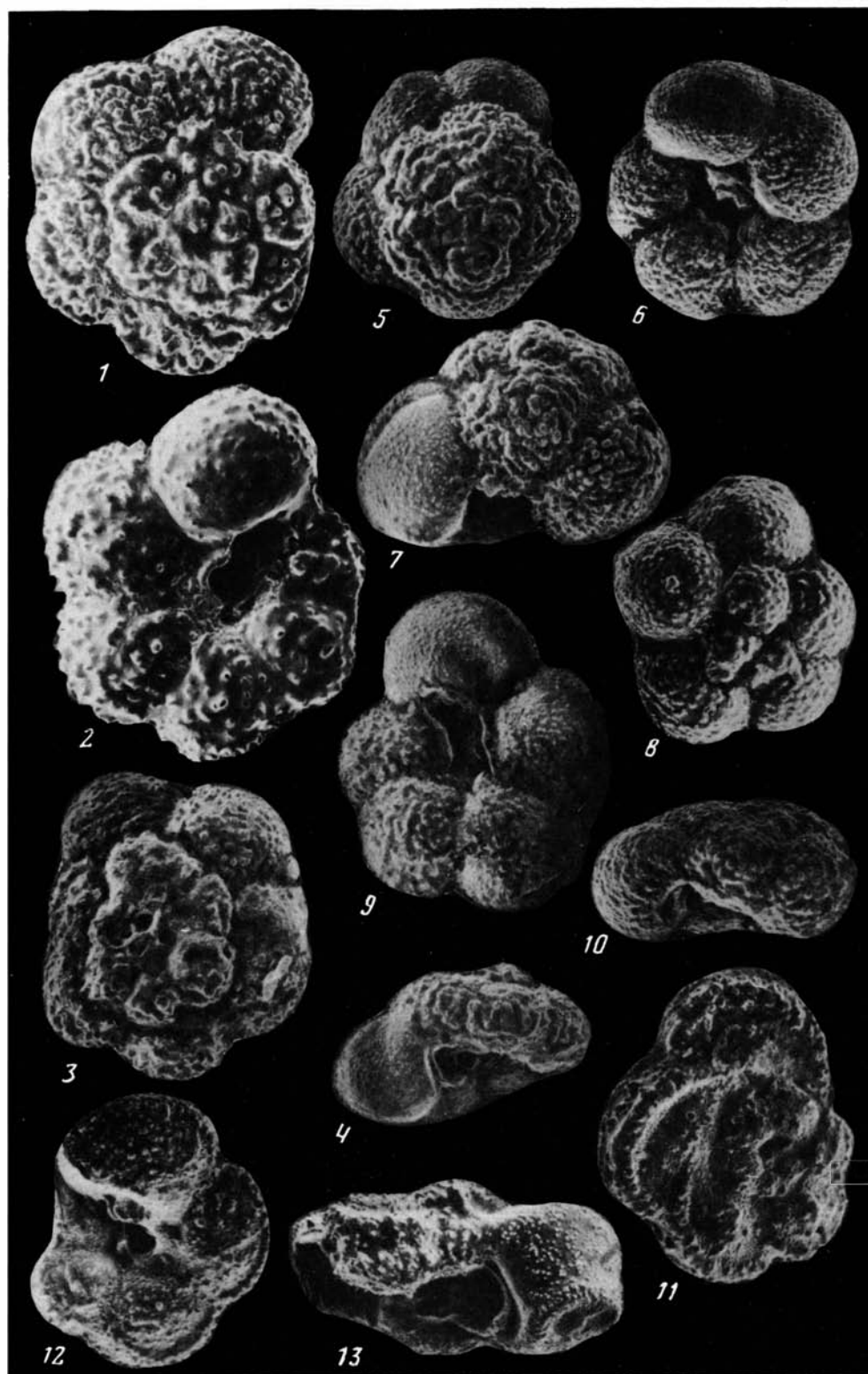


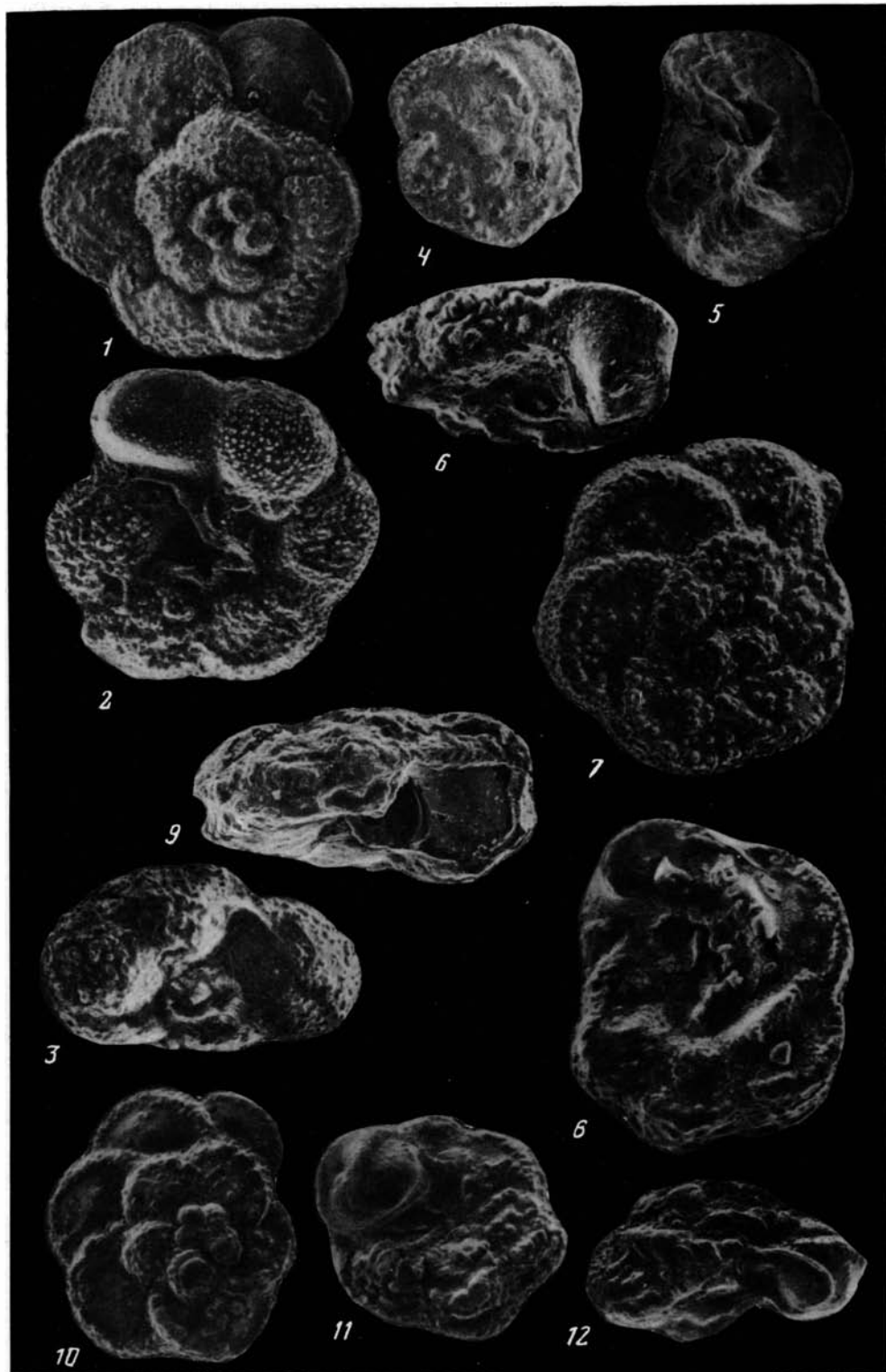


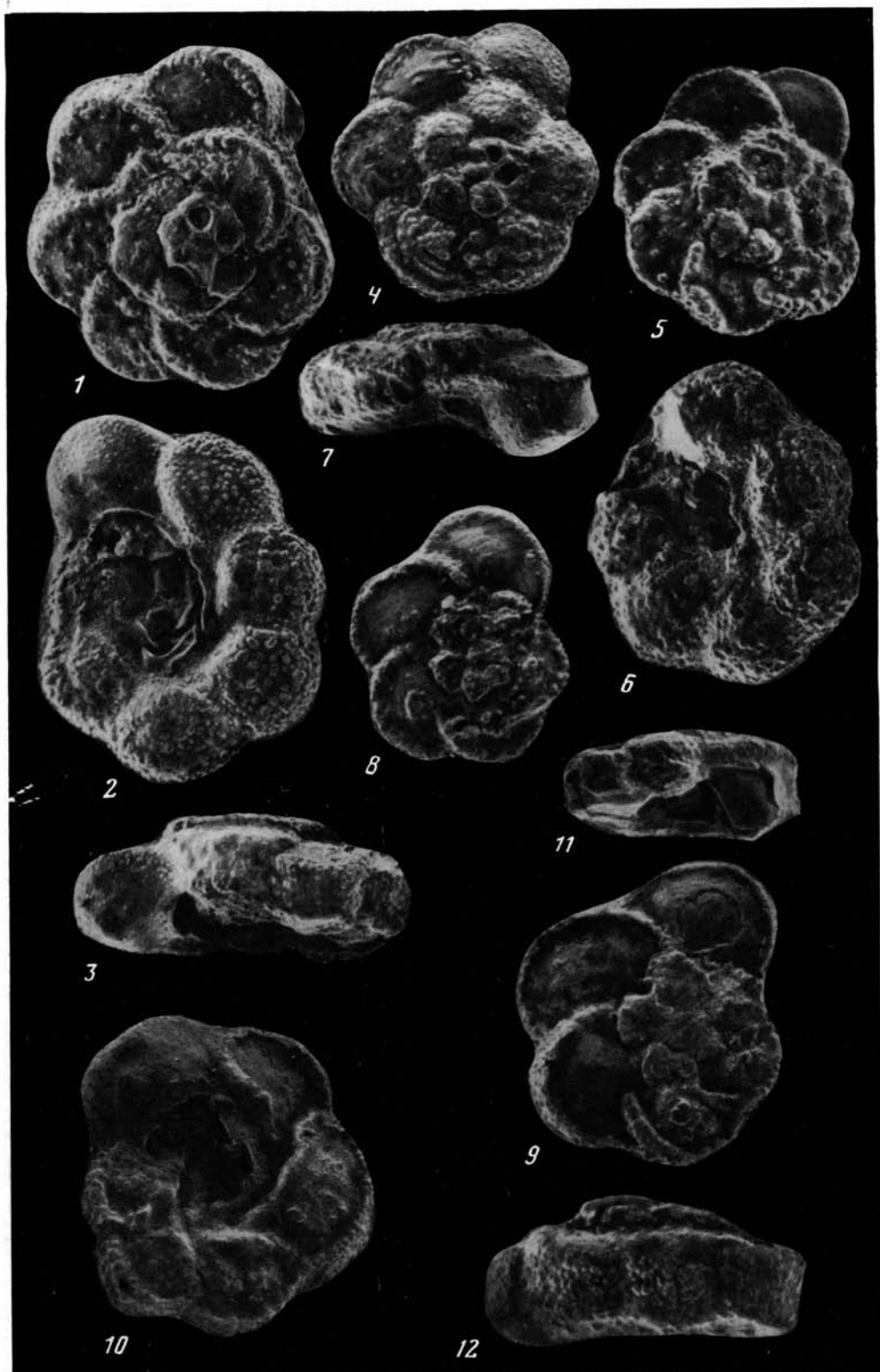


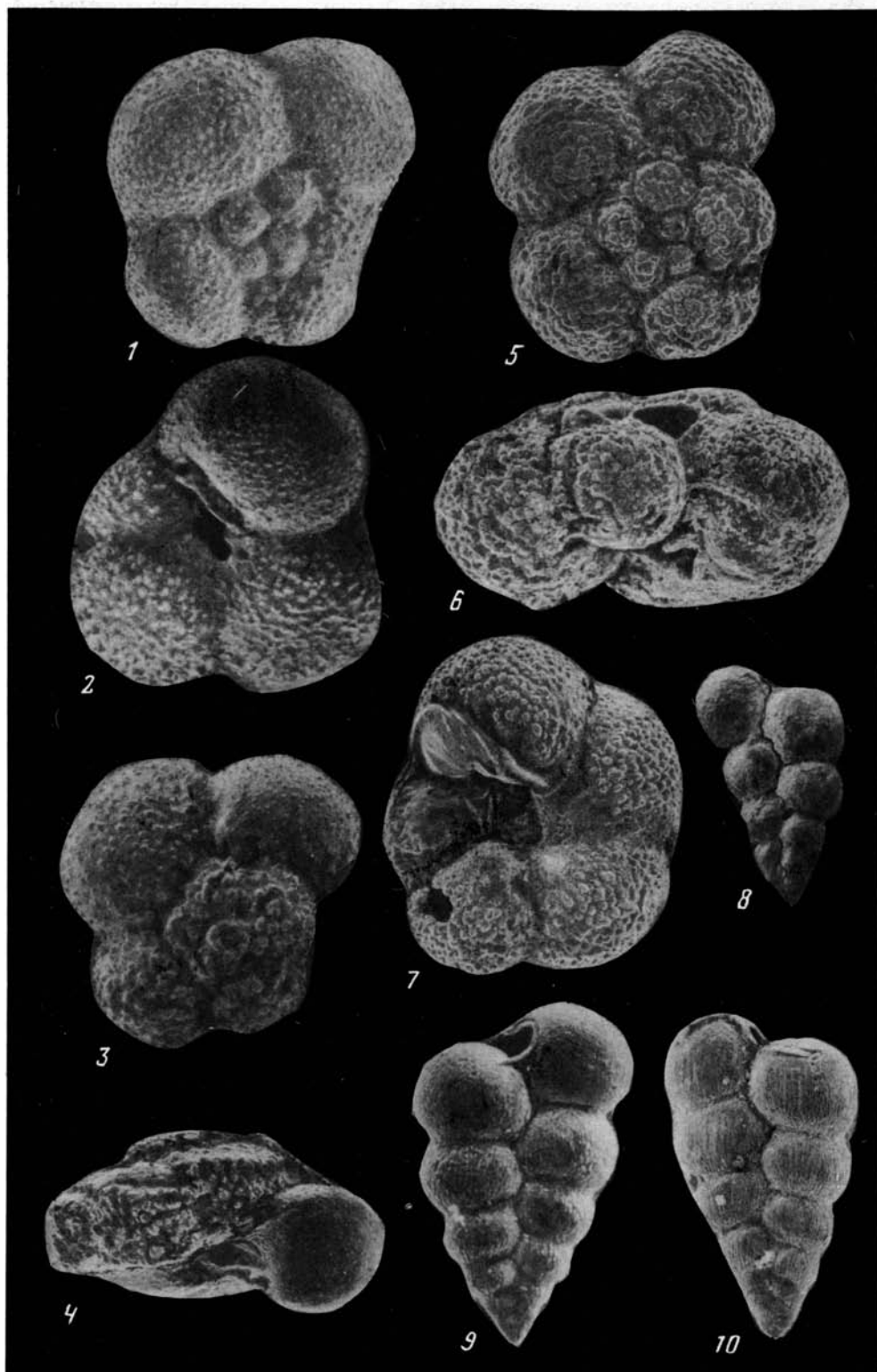


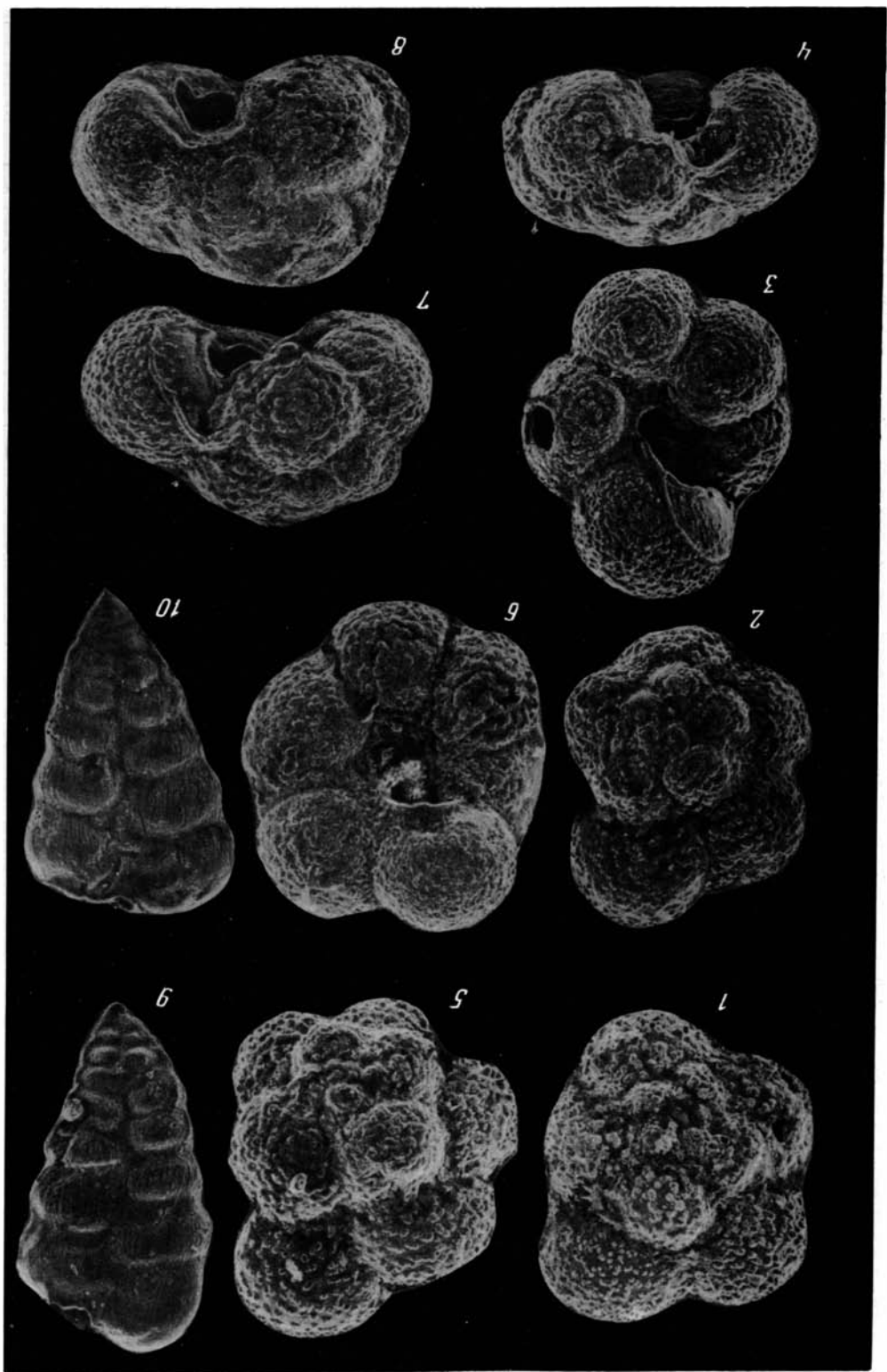


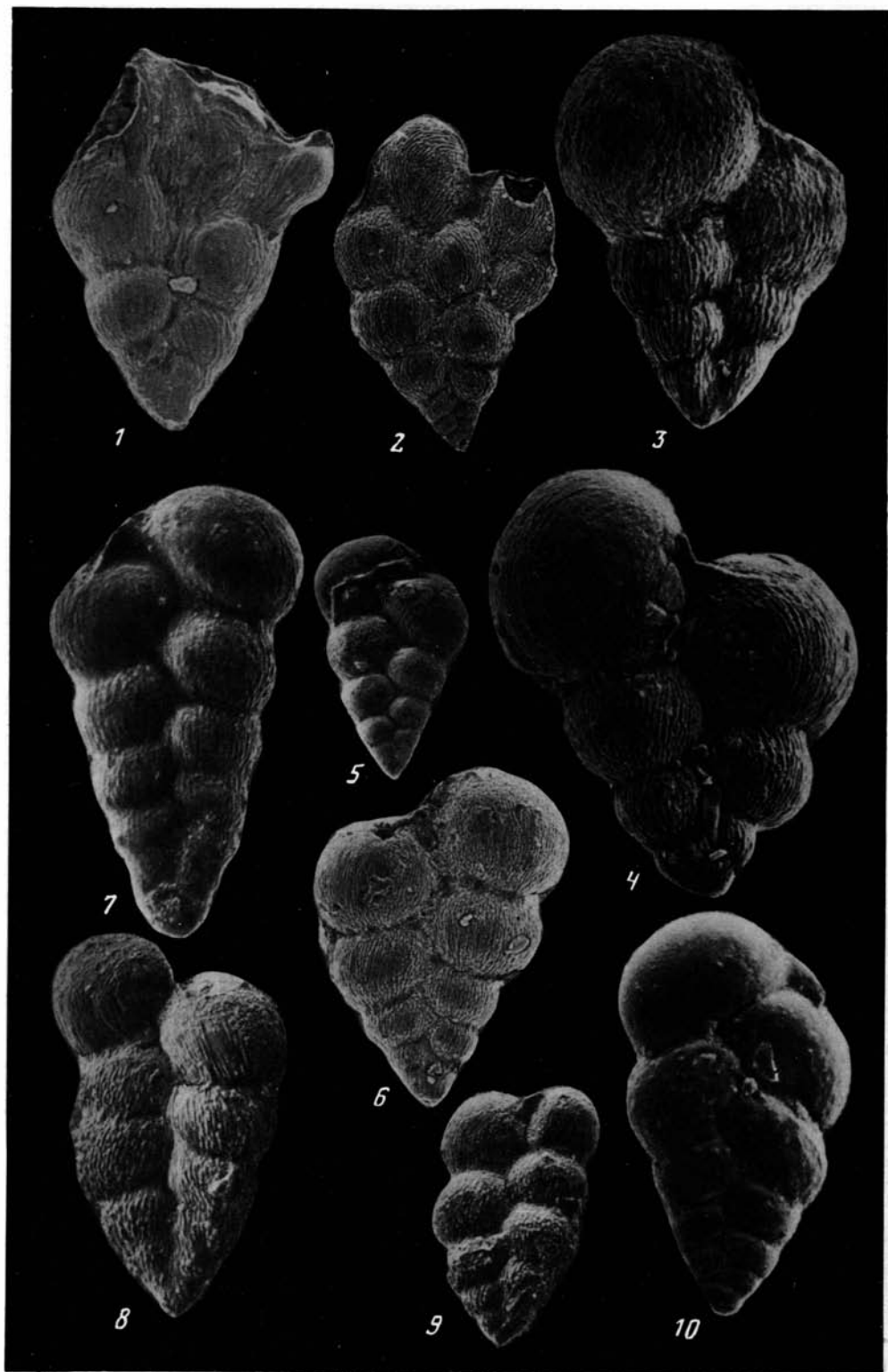


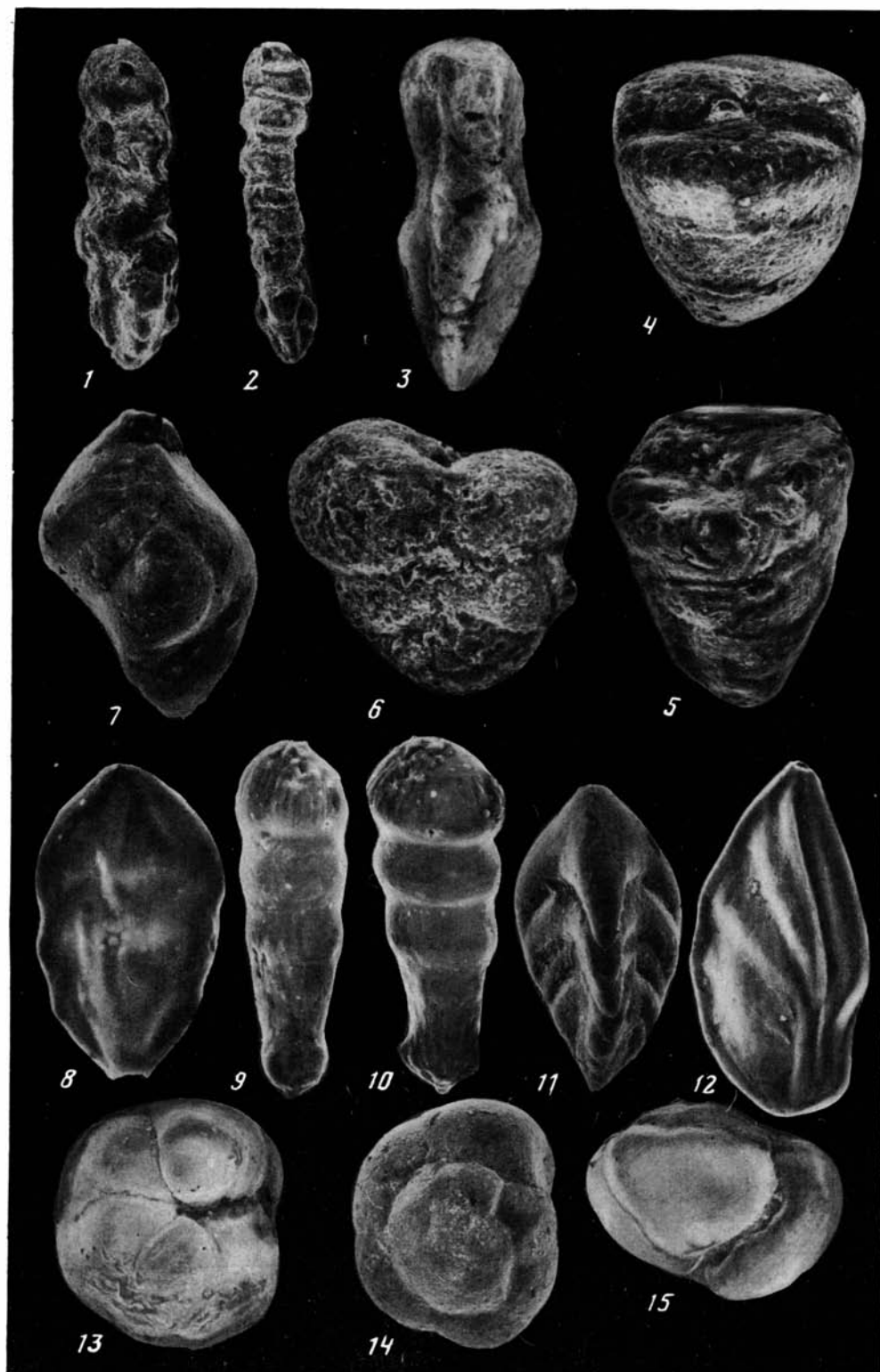


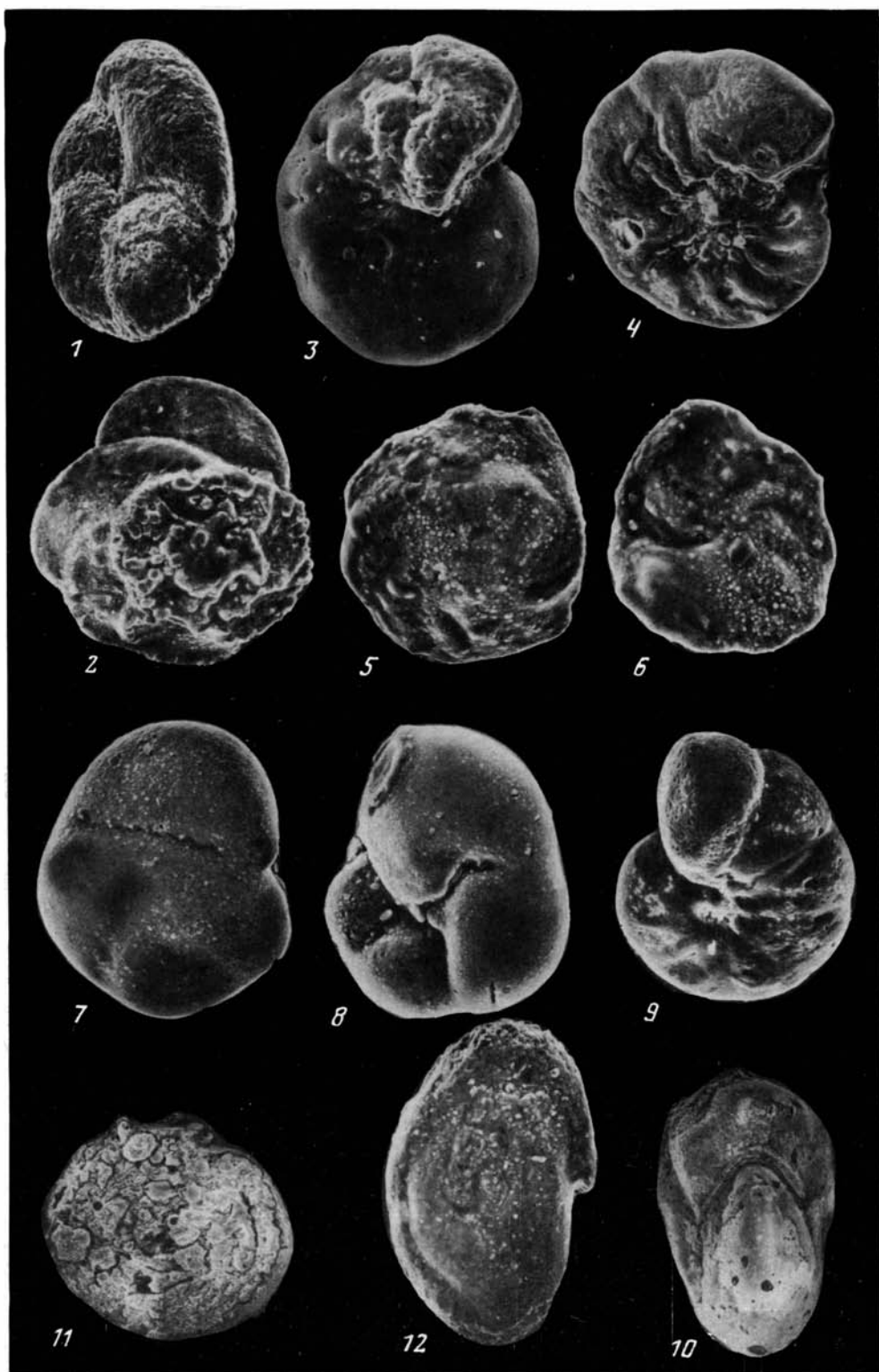


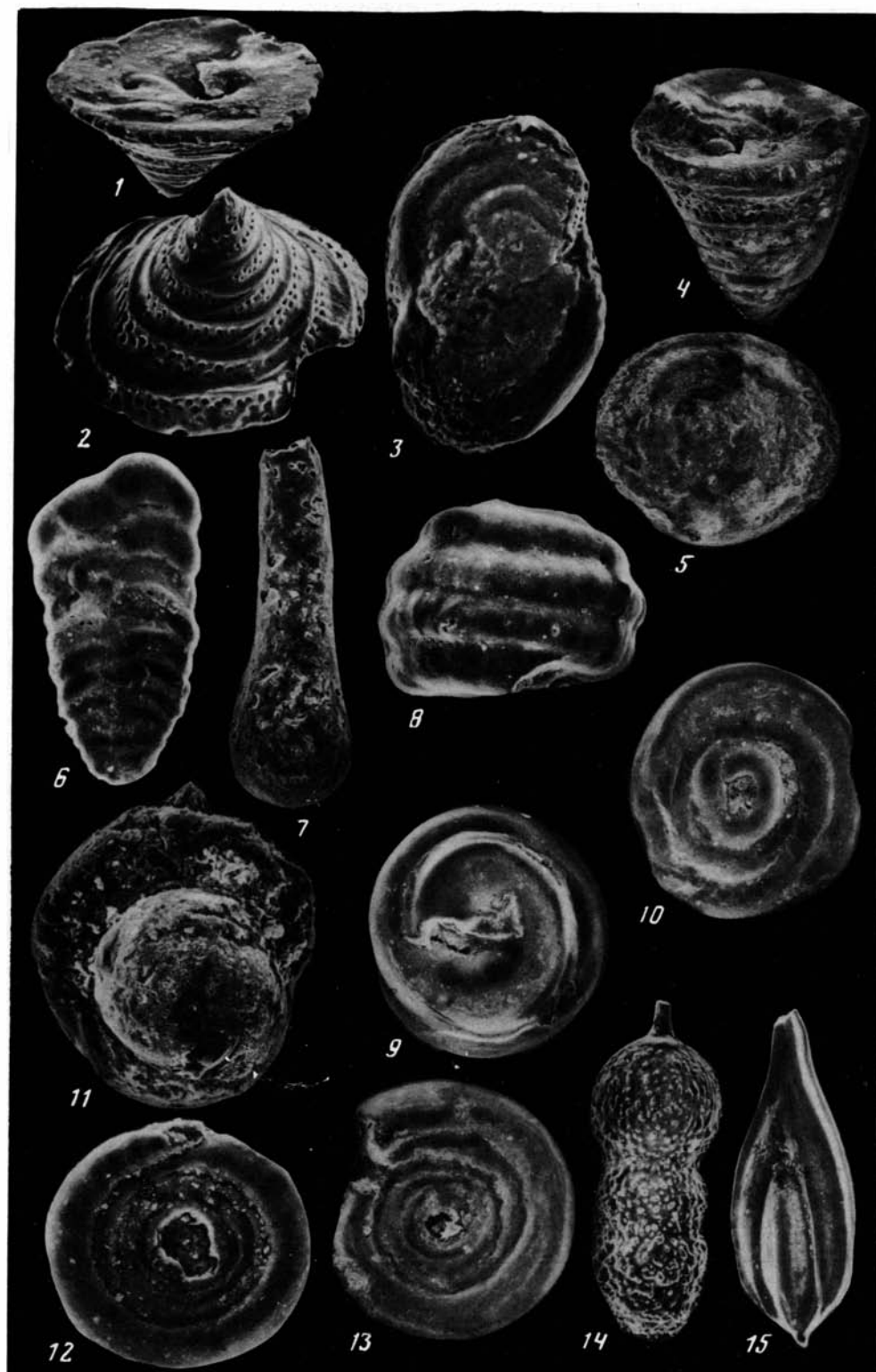


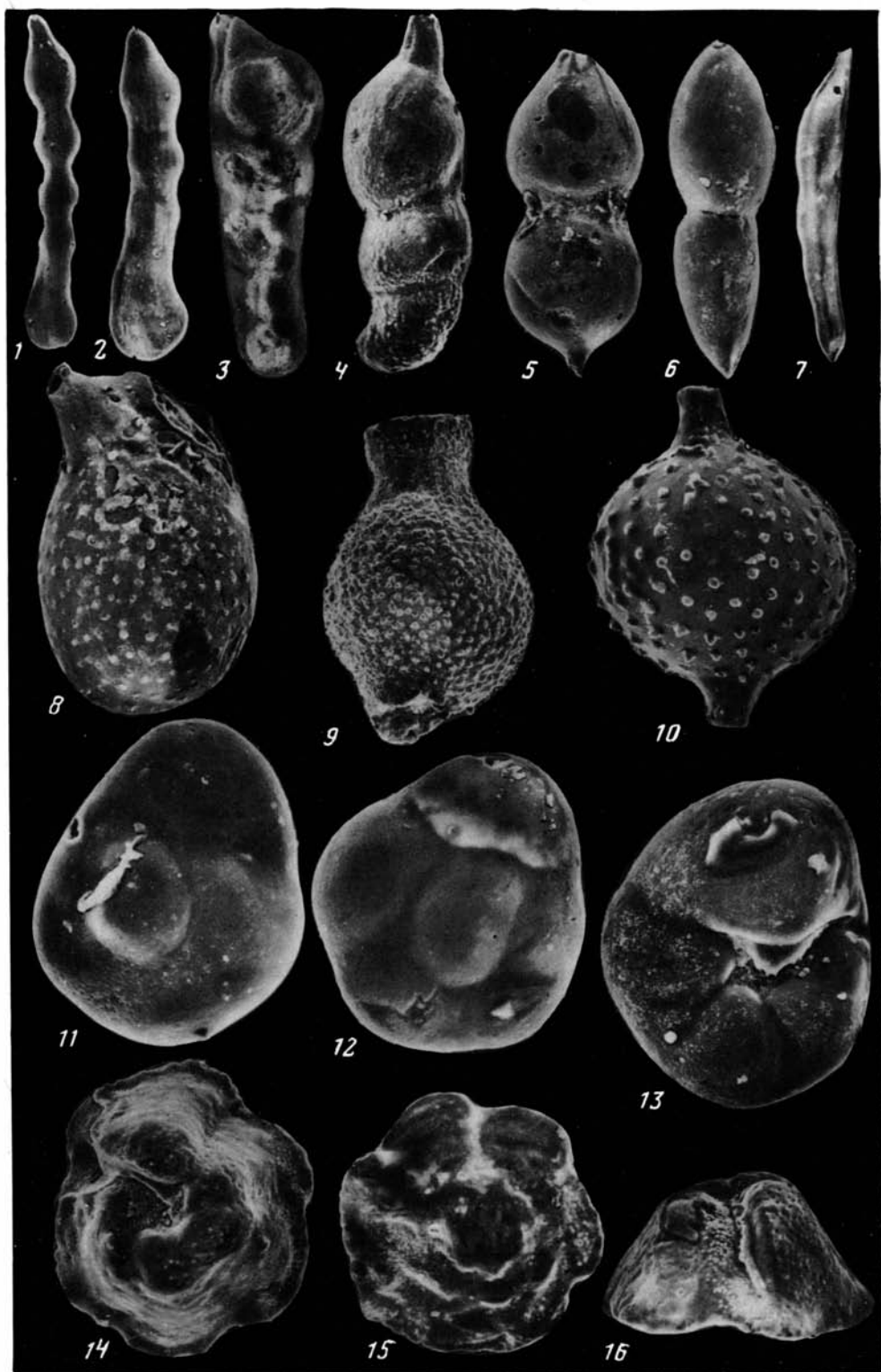


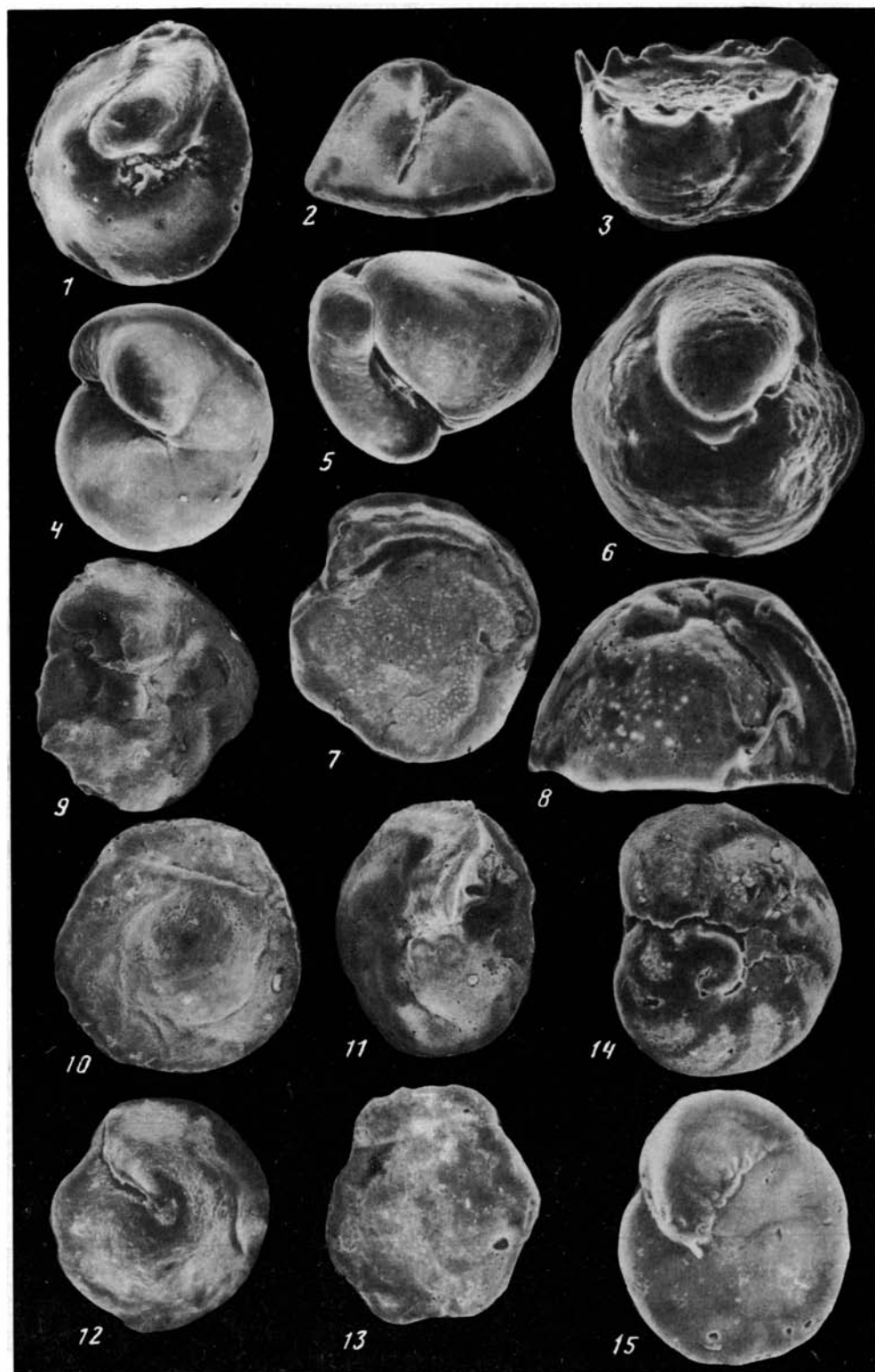


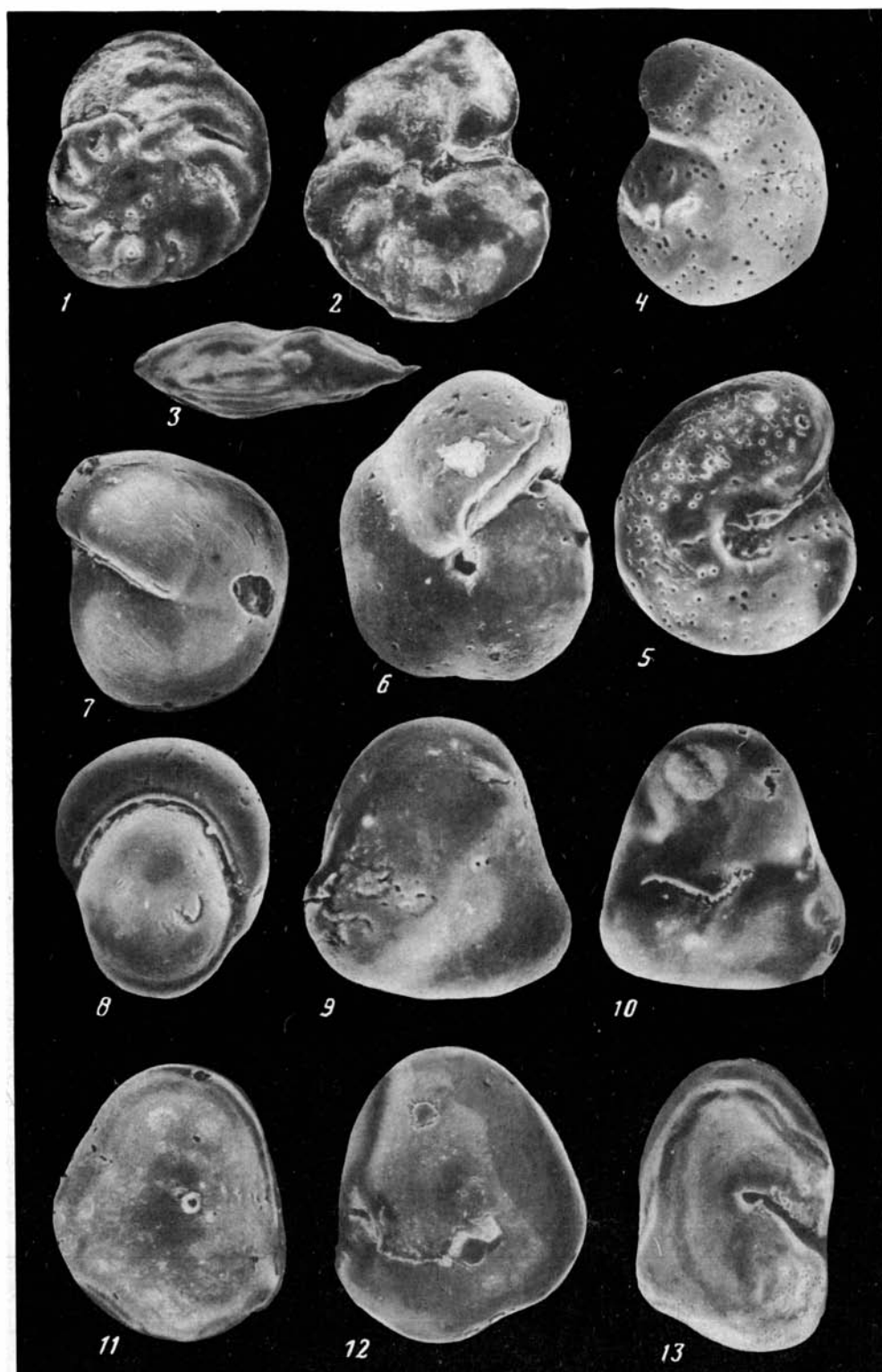


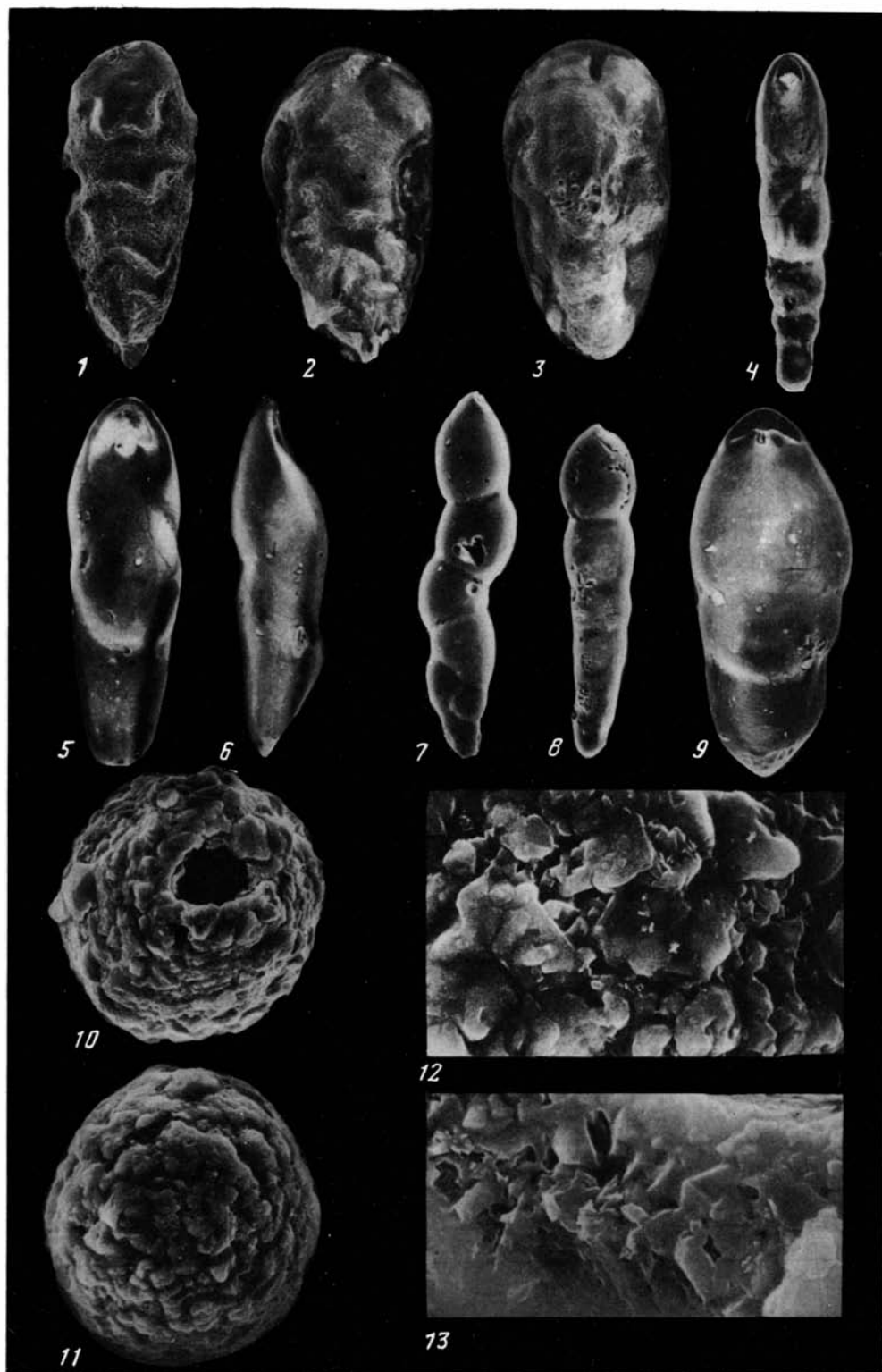






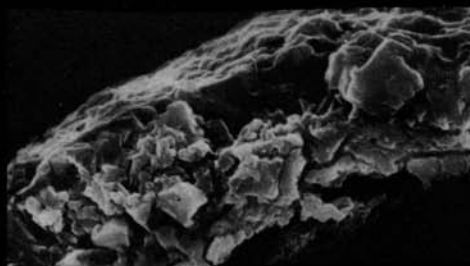




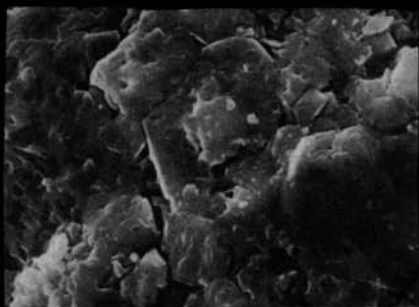




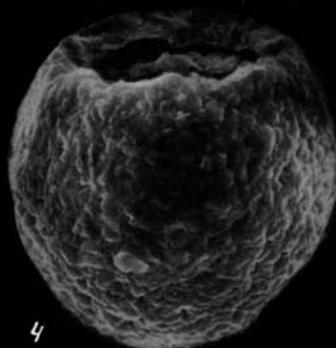
1



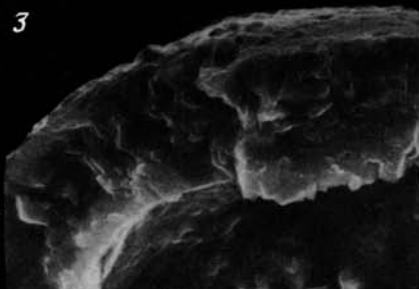
2



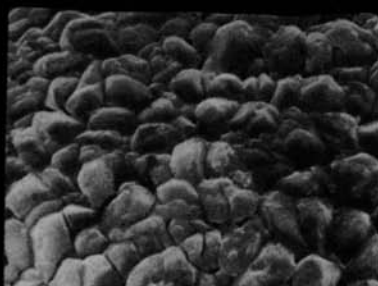
3



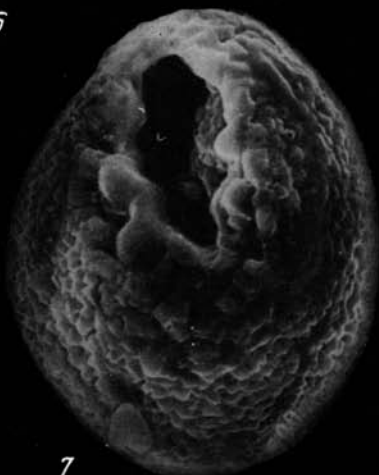
4



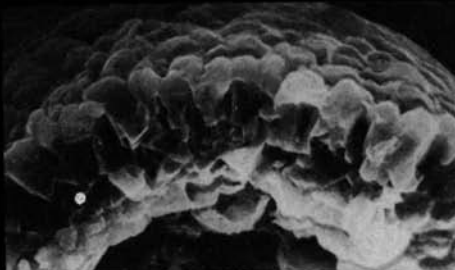
6



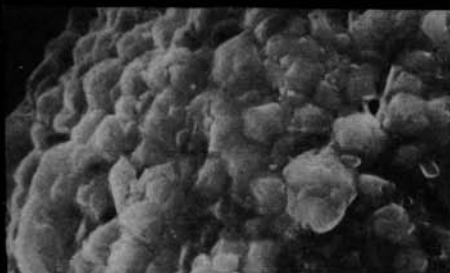
5



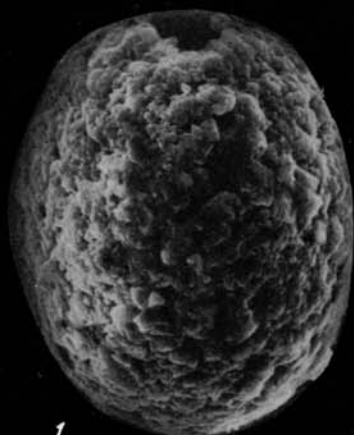
7



8

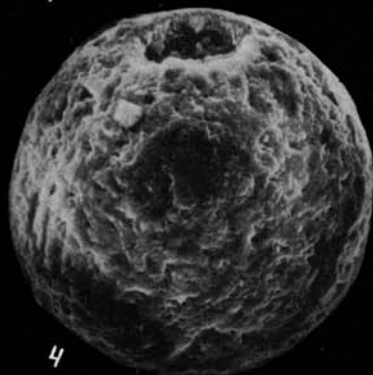


9



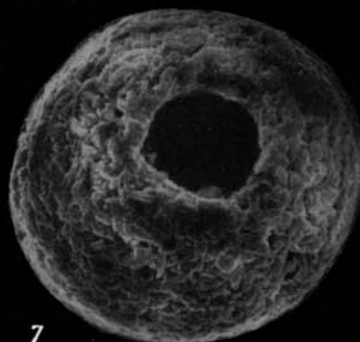
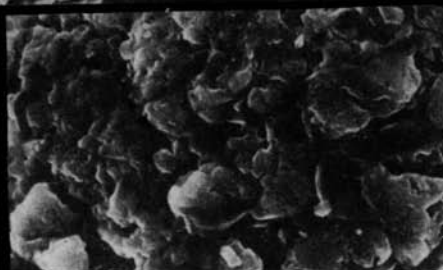
1

2

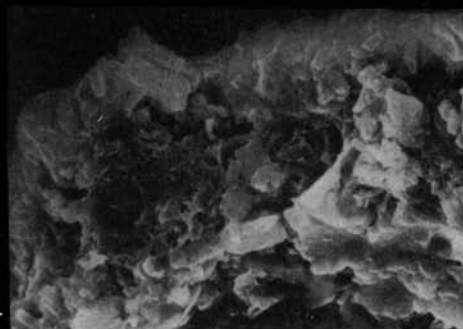


4

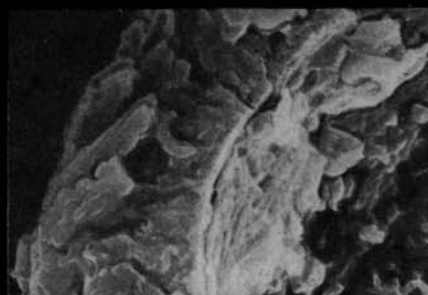
3



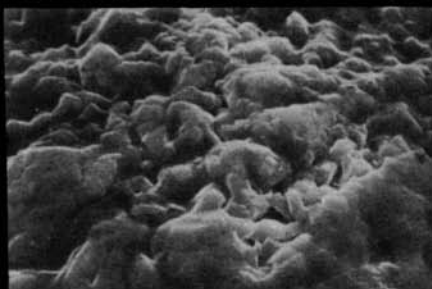
7



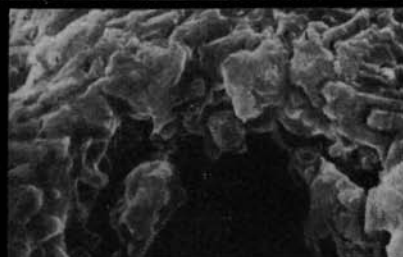
5



8



6



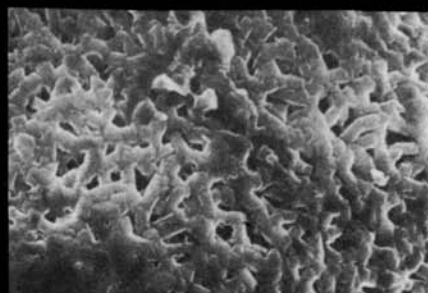
9



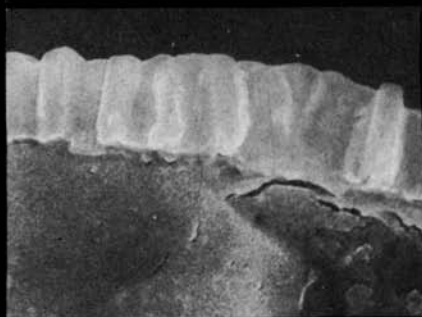
1



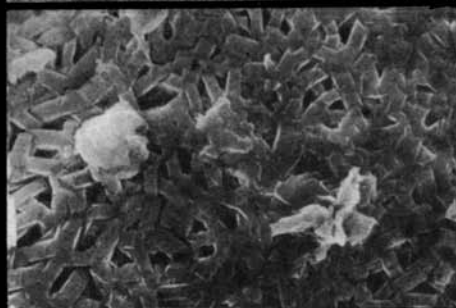
2



3



4



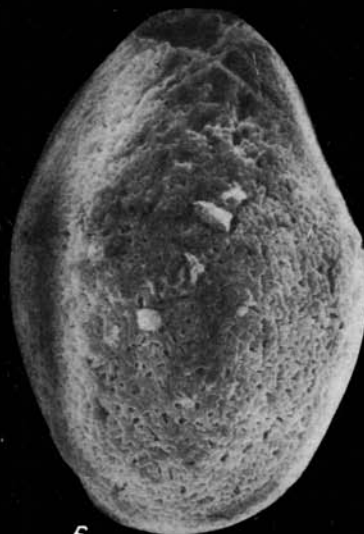
7



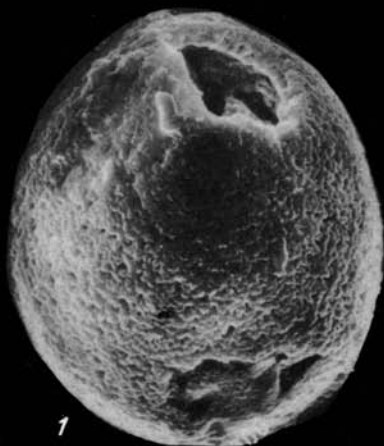
8



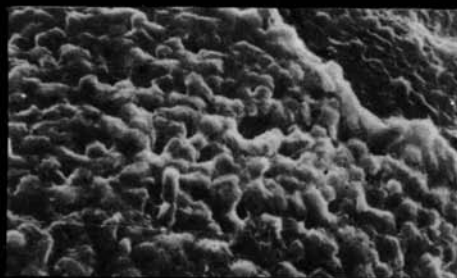
5



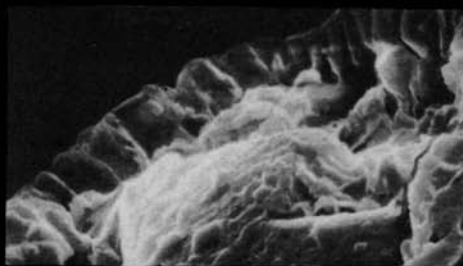
6



1



2



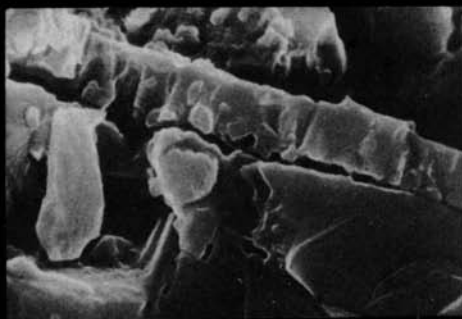
3



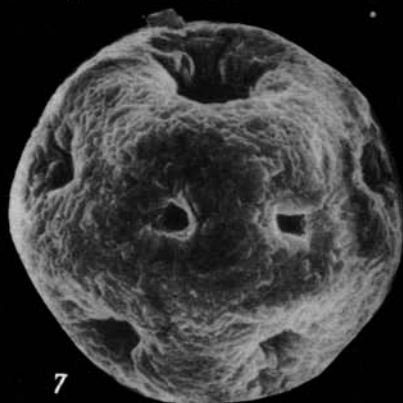
4



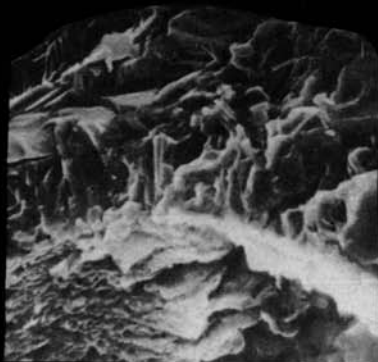
6



5



7



8

Табл. XXIII, 1—4

1974. *Pithonella krasheninnikovi* Bolli, p. 856, pl. 7, fig. 1—5; pl. 18, fig. 10—12; pl. 19, fig. 1—12, pl. 20, fig. 1—4; pl. 24, fig. 1—2

Раковина довольно крупная (длина 110—120 мк, диаметр раковины 70—80 мк, диаметр устья 15—25 мк), веретеновидная или овоидная, отчетливо удлинённая, с двуслойной стенкой. Внешний слой сложен мелкими таблитчатыми кристаллами, расположенными радиально или под углом к гладкой поверхности раковины. Кристаллы удлинённые, в поперечном сечении столбчатые. Они уложены относительно свободно, образуя сетку с пространствами между кристаллами. Толщина внешнего слоя около 5 мк. Внутренний слой толщиной 15 мк состоит из массивных крупных плотно соединённых кристаллов, которые иногда видны на поверхности, когда внешний слой разрушен. Устье маленькое, круглое, расположенное симметрично на конце раковины.

P. krasheninnikovi — географически широко распространённый вид. Впервые описанный из верхнемеловых, вероятно коньяк-сантонских, отложений восточной части Индийского океана (скв. 260) [Bolli, 1974], он затем был обнаружен в кампанско-маастрихтских отложениях Южной Атлантики в пределах Китового хребта (скв. 363) [Bolli, 1978] и в одновозрастных отложениях на континентальном склоне Западной Сахары (скв. 369) [Pflaumann, Krasheninnikov, 1978].

На Фолклендском плато этот вид также встречен в кампанских и нижнемаастрихтских осадках (скв. 511).

Pithonella cylindrica Pflaumann and Krasheninnikov

Табл. XXIV, 4,5

1978. *Pithonella cylindrica* Pflaumann and Krasheninnikov, p. 822, pl. 5, fig. 1—4

Раковина крупная (длина 120—140 мк, диаметр раковины 80 мк, диаметр устья 10—15 мк), удлинённая, овоидная, с почти цилиндрическим очертанием и закругленными концами, с двуслойной стенкой. Внешний слой толщиной до 2 мк гладкий, состоит из столбчатых кристаллов, расположенных радиально или под углом к поверхности, где они соединены, образуя сетку с пространством между удлинёнными кристаллами. Внутренний слой толщиной около 10 мк сложен крупными массивными кристаллами. Устье маленькое, округлое, с ровным краем, иногда расположенное асимметрично на одном из концов раковины.

P. cylindrica описана из кампанско-маастрихтских отложений скв. 369 на континентальном склоне Западной Сахары [Pflaumann, Krasheninnikov, 1978]. На Фолклендском плато (скв. 511) раковины этого вида встречены в том же интервале. От близкого вида *P. krasheninnikovi* данный таксон отличается своей почти цилиндрической раковиной.

Род *Sliteria* Krasheninnikov and Basov, 1983

Sliteria pentagonalis Krasheninnikov and Basov

Табл. XXIV, 6—8

1983. *Sliteria pentagonalis* Krasheninnikov and Basov, p. 984, pl. 11, fig. 4—9; pl. 12, fig. 1—8.

Раковина маленькая (диаметр 75—90 мк), в форме многогранника, состоящего из 12 граней. Края между гранями у молодых особей острые и отчетливые. Позднее они становятся более округлыми и менее четкими. Взрослые особи имеют почти шаровидную раковину. Стенка однослойная, сложена таблитчатыми кристаллами кальцита часто неправильной формы. Толщина стенки варьирует от 10 до 15—18 мк. Внешняя поверхность почти гладкая, с редкими и мелкими неравномерно разбросанными псевдопорами. Внутренняя поверхность очень гладкая, с многочисленными крошечными порами. Каждая грань имеет округлое или овальное устье, расположенное в ее центре. У молодых экземпляров все устья одинакового размера (около 10 мк). У взрослых

особей можно различить главное устье, которое остается открытым, и дополнительные устья, открытые в разной степени; некоторые из них почти или полностью закрыты.

У. Слайтер [Sliter, 1977b] упоминал этот вид как *Incertae sedis* и дал изображение его раковин из сантонских отложений Фолклендского плато. Он отметил также, что их стратиграфическое распространение ограничено сантонским интервалом, представленным в скв. 327 фациями растворения, где этот вид имеет высокую численность. С учетом характерных особенностей этого вида его экземпляры были отнесены нами к новому виду нового рода, условно помещенного в семейство *Calcisphaerulidae* [Krasheinnikov, Basov, 1983b].

Sliteria pentagonalis развита в турон-кампанских отложениях Фолклендского плато (скв. 511 и 327). Особенно обильны раковины этого вида в осадках сантона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал наглядно показывает, с какими трудностями мы сталкиваемся при анализе геологической истории позднего мезозоя Южного океана.

Прежде всего это скудость фактических данных. Основная часть высокоширотной области южного полушария занята океаном, но количество скважин, вскрывших отложения юры и мела, крайне незначительно. Совсем единичны образцы пород верхнего мела, полученные с помощью глубоководных трубок и драг.

Далее возникает проблема стратиграфической шкалы. Зональные стратиграфические шкалы, разработанные по различным группам известкового планктона и широко используемые при исследованиях в полосе низких широт, лишь в ограниченной степени могут быть применены для расчленения меловых отложений Южного океана. Известковые планктонные микроорганизмы, которые обитали здесь на грани своей адаптации к условиям умеренных температур и выживаемости, характеризуются обедненными комплексами. Многие виды-индексы тропической и субтропической областей отсутствуют или отмечены сокращенными интервалами распространения. В результате стратиграфическая разрешаемость известкового планктона резко падает. Но в меловое время пояса устойчивого накопления кремнистых радиоляриево-диатомовых илов в районах Фолклендского плато, плато Кергелен и Натуралистов и хребта Броукен еще не существовало (этот пояс возник в кайнозое), т. е. и кремневый планктон не может служить основой стратиграфического расчленения.

В силу приведенных выше причин выделение хроностратиграфических зон в разрезе меловых отложений высоких широт южного полушария оказалось невозможным и их расчленение проведено на ярусной основе. Но и в этом случае детальность расчленения и достоверность проведения границ неравноценны. Если в альб-туронской части разреза, охарактеризованной комплексами фауны и флоры открытого океанического бассейна, возможно выделение подъярусов и границы подразделений проводятся с достаточной степенью уверенности, то выше (коньяк—маастрихт) границы между ярусами маркируются в значительной мере условно.

Было бы преждевременным сейчас делать вывод о том, какое подразделение (зона или ярус) является наименьшей единицей стратиграфической шкалы. Не исключена возможность обнаружения чисто кремнистых органогенных осадков мела у континентального цоколя Антарктиды, которые можно расчленять по кремневому планктону с той же степенью детальности, что и в кайнозое.

Таким образом, разработка биостратиграфических зональных шкал меловых отложений высоких широт по разным группам организмов, обеспечивающим взаимный контроль, является весьма актуальной. Для решения этой задачи необходимо дальнейшее изучение разрезов морских отложений на континентах и проведение буровых работ в тех районах южного полушария, где возможно получение разрезов с карбонатными и кремнистыми органическими остатками. Такими районами прежде всего являются плато Агульяс, Крозе и Кергелен, где, по геологическим и геофизическим данным, развиты меловые отложения.

В связи с относительно низкой детальностью стратиграфического расчленения мезозойских отложений высоких широт точная датировка тех или иных событий не всегда допустима. Поэтому история геологического развития Южного океана в течение

мезозоя во многом еще остается схематичной. Полученные к настоящему времени геологические и геофизические данные позволяют наметить лишь общую тенденцию тектонической и палеогеографической эволюции бассейна Южного океана и восстановить последовательность наиболее крупных седиментологических, океанологических и климатических событий, имевших региональный характер. Отсутствие точных датировок этих событий затрудняет корреляцию и понимание их причин.

Также ждет своего разрешения проблема климатической зональности и изменения ее во времени. Сейчас намечается лишь общая тенденция похолодания в течение мелового периода с постепенным нарушением симметричности расположения климатических поясов относительно современного географического экватора, которая наиболее отчетливо проявилась в третичное время. Однако неясно, когда возникла асимметрия в биполярном распределении фауны планктонных фораминифер и обусловлена ли она региональными (раскрытие Южного океана, образование циркумполярного течения, термическая изоляция приполярных областей), глобальными (изменение общего плана циркуляции водных масс) или же астрономическими причинами, т.е. изменением наклона оси вращения Земли.

Существенную роль в решении этих задач должны сыграть физико-химические методы определения палеотемператур, и прежде всего изотопный метод. Изучение изотопного состава кислорода в карбонатных раковинах планктонных организмов из разрезов мела разных районов и разных широт южного полушария поможет уточнить положение границ климатических поясов и детализировать кривую климатических колебаний в течение этого периода. Изотопные измерения в раковинах секретирующих бентосных организмов дадут возможность не только проследить смену придонных температур, но и восстановить историю формирования и циркуляции придонной водной массы, что имеет исключительно важное значение для познания эволюции гидрологического и гидрохимического режима всего Мирового океана.

С решением проблемы климатической зональности и миграции климатических поясов на основе изучения биогеографического распределения планктонных и бентосных организмов тесно связана задача восстановления колебаний глубины карбонатной компенсации. Изученные материалы показали, что уровень карбонатной компенсации на Фолклендском плато в течение позднего мела испытывал значительные колебания. Амплитуда этих колебаний, судя по чередованию в разрезе горизонтов с прекрасно сохранившимися комплексами планктонных и бентосных фораминифер и фаций растворения, лишенных не только целых раковин фораминифер, но и их фрагментов, достигала значительных величин. Процессы селективного растворения, удаляя из танатоценоза легкорастворимые раковины некоторых (обычно более термофильных) видов карбонатных организмов, приводят к искажению картины биогеографической зональности и искусственному смещению в пространстве границ климатических поясов. Для того чтобы при реконструкции палеоклиматических поясов на различных временных срезах разграничить влияние на биогеографическое районирование чисто климатических изменений и процессов растворения на дне бассейна, необходимы дальнейшие исследования в тех районах, где осадконакопление происходило выше уровня карбонатной компенсации.

В настоящее время наряду с проблемой создания детальных биостратиграфических шкал все большее значение приобретают вопросы восстановления геологической истории на основе этих возрастных схем. На первое место выходят проблемы, связанные с реконструкцией палеогеографической обстановки и истории осадконакопления. Решение их возможно только при рассмотрении во взаимодействии всех процессов прошлого, т.е. требует комплексного подхода. Наиболее весомые результаты дает одновременное изучение нескольких групп фауны и флоры, что позволяет прослеживать изменения различных параметров среды и обеспечивает взаимный возрастной и экологический контроль. С этой точки зрения заслуживают внимания новые группы организмов (например, кальцисферулиды), которые еще слабо изучены, но в будущем могут играть существенную роль в биостратиграфических и палеоэкологических исследованиях.

Необходимый аспект дальнейших исследований — изучение систематического состава

и морфологических особенностей микрофаунистических и микрофлористических остатков в высокоширотных разрезах меловых отложений. В первую очередь это касается планктонных организмов, которые наиболее чувствительны к изменениям климата. Как свидетельствуют изученные материалы, в экстремальных термических условиях высоких широт планктонные организмы не только характеризуются обедненным составом, но и имеют отличия от низкоширотных представителей «австральный» облик. Разграничение экологических и эволюционных особенностей микрофауны и микрофлоры в этом регионе послужит дополнительным критерием в палеоэкологических и стратиграфических построениях.

Остаются нерешенными некоторые вопросы генезиса и химизма специфической фации черных глин, широко распространенной в позднемезозойских отложениях океанов и континентов. Сформировались ли они в условиях полностью стагнантного океана или же в результате локальных нарушений гидрoхимического режима в придонном слое бассейна? Если анаэробные или близкие к анаэробным условия могли целиком захватывать океанический бассейн, как это, скорее всего, имело место в Атлантическом океане в меловой период, то каковы причины этого субглобального явления? Связано ли их возникновение с особенностями циркуляции в меловом океаническом бассейне, или же черные глины явились следствием поступления в него избыточных масс органического вещества в результате «взрыва» планктонной жизни в поверхностном слое океана и растительности на суше? Каковы масштабы распространения черных глин и чем обусловлены различия в их химическом составе? На эти и другие вопросы еще предстоит найти ответы. Как показало бурение в 71-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» на Фолклендском плато, где с отложениями черных глин связаны проявления жидких и газообразных углеводородов, ответы на них могут иметь не только теоретическое, но и большое практическое значение.

Таким образом, изученные материалы показали, что общее направление геологической истории Южного океана в течение позднего мезозоя к настоящему моменту представляется установленным, но многие аспекты стратиграфии, осадконакопления, палеогеографии, палеоокеанологии и палеобиологии еще ждут своего освещения. Для решения этих вопросов необходимы дальнейшие исследования как в океанах, так и на суше. Это потребует усилий многих специалистов из разных стран с привлечением традиционных и новейших методов исследования. И только тогда история развития Южного океана предстанет перед нами в истинном свете.

В этом плане сразу же возникает вопрос об акватории Южного океана как области проверки справедливости мобилистских построений. Хорошо известно, что именно область Южной Атлантики и южной части Индийского океана совместно с прилегающими континентальными блоками дала важнейший материал для обоснования теории горизонтальных перемещений блоков земной коры. Речь идет о гипотетическом древнем материке Гондвана, распад которого с последующим раздвижением сегментов этого суперматерика привели к образованию современных Антарктиды, Южной Америки, Африки, Австралии, Индостана, Мадагаскара и других более мелких участков континентальной коры. Со времен классических исследований дю-Тойта в умах ученых южного полушария мобилистические представления были сильны и постоянны. Однако фактический материал почти целиком был связан с континентальной геологией — контуры континентов, их геологическое строение, характер распределения фауны позвоночных, особенности фитогеографии, положение древних центров оледенений и др.

Авторы монографии стоят на позиции теории мобилизма. Однако они далеки от мысли следовать традиционному пути геологических представлений, типичных для ученых южного полушария, и подбирать материалы для упрочения позиций этой теории. Подобный иллюстративный путь с тенденциозным подбором фактов рано или поздно привел бы к негативным результатам. Речь идет о другом. По нашему мнению, бурение в Южном океане (совместно с данными драгировок) принесло огромный и принципиально новый материал, который требует своего осмысливания, интерпретации и обобщения. Мы считаем, что этот материал по осадочному чехлу Южного океана может быть интерпретирован только как поддержка и новые доказательства правомочности мобилистских построений для рассматриваемого сектора земного шара, т. е.

как доказательство существования суперматерика Гондвана с последующим его распадом в мезозойское время и раздвижением континентальных блоков. Таким образом, данная теория уже основывается не только на материалах континентальной геологии, но и на результатах изучения океанических бассейнов.

Как уже указывалось, в ряду новых доказательств справедливости мобилистической теории для южного полушария является факт «разорванности» палеоклиматических поясов верхнемелового времени в южной части Индийского океана, тогда как в Южной Атлантике они сменяют друг друга в нормальной широтной последовательности с субпараллельными (субширотными) границами. Не может ли это явление в Индийском океане вызываться какой-то необыкновенно прихотливой и сложной системой палеотечений? Маловероятно. Но при современной редкой сети глубоководных скважин в Южном океане, т. е. при скудности фактического материала, мы не вправе сбрасывать со счета подобной возможности.

В связи со сказанным мы обращаем внимание геологов на огромное значение новых исследований в акватории Южного океана для проблем глобальной геологии. Эти исследования, конечно, в первую очередь подразумевают бурение новых скважин со вскрытием мезозойских отложений. Однако, как показали предыдущие исследования, осадки этого возраста на подводных возвышенностях могут быть получены и с помощью драг и глубоководных трубок.

Вероятно, с новыми требованиями нужно подойти к стратиграфическому изучению мезозойских отложений морского и континентального генезиса в Антарктиде. Фауна и флора из осадков этого возраста несомненно несет колоссальную палеоклиматическую информацию, необходим лишь иной научный подход, т. е. подход с современного уровня знаний. Советские геологи ведут широкие исследования на континенте Антарктида. Конечно, не каждый сектор этого материка имеет толщи мезозойских морских и континентальных отложений с фауной и флорой. Тем не менее мы обращаемся с просьбой к нашим коллегам, работающим в Антарктиде, уделить максимум внимания стратиграфии мезозоя этого континента.

Забегая вперед, мы должны сказать, что не менее серьезные проблемы стоят перед кайнозойской геологией Южного океана: характер климатических и тектонических явлений на рубеже мезозоя и кайнозоя; время возникновения устойчивого пояса известково-кремнистых и кремнистых органогенных осадков; время предполагаемого отделения Австралии от Антарктиды и возникновения Циркумполярного течения; история позднеолигоценового, неогеновых и четвертичных оледенений; характер кайнозойских водных масс и их влияния на особенности осадконакопления и эрозийные процессы, миграции Полярного фронта и др. Все они составляют самостоятельную главу геологической истории Южного океана, но ее кайнозойские страницы могут быть удовлетворительно поняты и объяснены лишь при условии хороших знаний мезозойской предистории.

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М. С.* Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970. 103 с.
- Басов В. А.* Типы фауны бентосных фораминифер верхней юры и нижнего мела Северной Атлантики и их значение для палеогеографических реконструкций. Л.: НИИГА, 1980, с. 72—77.
- Басов В. А., Патрунов Д. К., Кабаньков В. Я.* Литолого-стратиграфическая характеристика и палеообстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики. Л.: НИИГА, 1980, с. 5—28.
- Басов И. А.* Экология бентосных фораминифер в зоне апвеллинга у Юго-Западной Африки. — *Вопр. микропалеонтологии*, 1979, вып. 22, с. 135—146.
- Беляева Н. В.* Распределение планктонных фораминифер в водах и осадках Индийского океана: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1962. 24 с.
- Беляева Н. В.* Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана. — *Тр. ИО АН СССР*, 1964, т. 68, с. 12—83.
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П.* Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — *Литология и полезн. ископ.*, 1978, № 8, с. 29—36.
- Василенко В. П.* Верхнемеловые фораминиферы полуострова Мангышлак. Л., 1961. 487 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 171).
- Данюшевская А. И., Жукова А. В., Матвеева В. А.* Эволюция белково-углеводных компонентов в нижнемеловых отложениях Восточной Атлантики. Л.: НИИГА, 1980, с. 112—121.
- Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). — *Вопр. микропалеонтологии*, 1977, вып. 19, с. 124—227.
- Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). — *Вопр. микропалеонтологии*, 1978, вып. 21, с. 42—161.
- Крашенинников В. А., Басов В. А.* Геологическая история Южной Атлантики. 71-й рейс «Гломара Челленджера». — *Природа*, 1981, № 4, с. 94—96.
- Маслакова Н. И.* Глобоботриксиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 166 с.
- Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 188 с. (Тр/ГИН АН СССР; Вып. 374).
- Пронин А. А.* Угленосные формации глубоких внешельфовых частей океанов. — *Докл. АН СССР*, 1978, т. 241, № 6, с. 1406—1408.
- Саидова Х. М.* Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИОАН СССР, 1975. 875 с.
- Саидова Х. М.* Бентосные фораминиферы Мирового океана (зональность и количественное распределение). М.: Наука, 1976. 159 с.
- Субботина Н. Н.* Глобигериниды, ханткениниды и глоботоралииды. М., 1953. 298 с. (Тр. Всесоюз. нефт. н.-н. геол.-развед. ин-та. Н. С. Вып. 76).
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.* «Черные сланцы» Бискайского залива и условия их образования. — В кн.: *Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов*. М.: Наука, 1980а, с. 118—143.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.* Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества. — В кн.: *Литология в исследованиях Геологического института АН СССР*. М.: Наука, 1980б, с. 96—109.
- Тимофеев П. П., Еремеев В. В.* Эволюция осадочного чехла Атлантического океана. — *Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов*, 1982, вып. 7, ч. 2, с. 46—47.
- Тимофеев П. П., Косовская А. Г., Холодов В. Н.* Эволюция процессов осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах. — В кн.: *Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах*. М.: Наука, 1983, с. 17—49.
- Тимофеев П. П., Ренгартен Н. В., Еремеев В. В.* К истории мезозойско-кайнозойского осадконакопления и геологического развития северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: *Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана*. Л.: Недра, 1980, с. 7—14.
- Хуотон С.* Африка южнее Сахары: (Геологическая история). М.: Мир, 1966. 366 с.
- Хусид Т. А.* Биоценозы бентосных фораминифер Перу-Чилийского желоба. — *Тр. ИОАН СССР*, 1974, т. 108, с. 25—36.
- Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.
- Allsop H. L., Kolbe P.* Isotopic age determinations on the Cape granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula,

- South Africa.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, vol. 29, p. 1115—1130.
- Andel T. H. van, Thiede J., Sclater J. G. et al.* Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years.—*J. Geol.*, 1977, vol. 85, N6, p. 651—698.
- Andrews P. B., Gostin V. A., Hampton M. A. et al.* Synthesis—sediments of the southwest Pacific Ocean, Southeast Indian Ocean and south Tasman Sea.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1974, vol. 29, p. 1147—1153.
- Arthur M. A.* The oxygen minimum: Expansion, intensification and relation to climate.—In: *Abstr. Joint Oceanogr. Assembly*. Edinburgh, 1976.
- Arthur M. A.* North Atlantic Cretaceous black shales: The record at Site 398 and a brief comparison with other occurrences.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1979, vol. 47, pt 2, p. 719—738.
- Arthur M. A., Natland J. H.* Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic: the role of salinity in stable stratification of early Cretaceous basins.—In: *Results of Deep Drilling in the Atlantic Ocean*, Proc. of the Second Maurice Ewing Symp., 1978, vol. 3, p. 375—401.
- Arthur M. A., Premoli Siloa I.* Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys.—In: *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*. L.: Acad. press, 1982, p. 7—54.
- Arthur M. A., Schlanger S. O.* Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1979, vol. 63, p. 870—885.
- Asmus H. E., Ponte F. C.* The Brazilian marginal basins.—In: *The ocean basins and margins*. N. Y.: Plenum press, 1973, vol. 1, p. 87—133.
- Bandy O. L.* Cretaceous planktonic foraminiferal zonation.—*Micropaleontology*, 1967, vol. 13, N1, p. 1—31.
- Barker P. F.* Correlation between sites on the eastern Falkland Plateau by means of seismic reflection profiles, Leg 36, DSDP.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1977, vol. 36, p. 971—990.
- Barker P. F., Carlson R. L., Johnson D. A. et al.* Deep Sea Drilling Project, Leg 72. Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande rise tectonics.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 72, pt 1, p. 294—309.
- Barker P. F., Dalziel I. W. D., Dinkelmann M. G. et al.* Evolution of the Southwestern Atlantic Ocean basin: Results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1977a, vol. 36, p. 993—1014.
- Barker P. F., Dalziel I. W. D., Dinkelmann M. G. et al.* Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977b. Vol. 36. 1080 p.
- Barker E. W., Huang W. Y., Rankin J. G. et al.* Electron paramagnetic resonance study of thermal alternation of kerogen in deep-sea sediments by basaltic sill intrusion.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1977, vol. 41, p. 839—847.
- Barker E. W., Palmer S. E., Huang W. Y.* Intermediate and late diagenetic tetrapyrrole pigments, Leg 41: Cape Verde rise and basin.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1977, vol. 41, p. 825—837.
- Barr F. T.* Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya.—*Micropaleontology*, 1972, vol. 18, N1, p. 1—46.
- Barron E. J., Harrison C. G. A., Hay W. W.* A revised reconstruction of the Southern continents.—*EOS*, 1978, vol. 59, N 5, p. 436—449.
- Barron E. J., Harrison S. G. A., Sloan J. L., Hay W. W.* Paleogeography, 180 million years ago to present.—*Eclog. geol. helv.* 1981, vol. 74, N 2, p. 443—470.
- Basov I. A., Ciesielski P. F., Krashennnikov V. A. et al.* Biostratigraphic and paleontologic synthesis of the DSDP, Leg 71, Falkland Plateau and Argentine basin.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1983, vol. 71, pt 1, p. 445—460.
- Basov I. A., Krashennnikov V. A.* Benthic foraminifera of the Mesozoic and Cenozoic sediments of the Southwestern Atlantic as indicator of paleoenvironment, DSDP Leg 71.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1983, vol. 71, pt 2, p. 739—787.
- Basov V. A., Lopatin B. G., Gramberg I. S. et al.* Lower Cretaceous lithostratigraphy near Galicia Bank.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1974, vol. 47, pt 2, p. 683—717.
- Baumgartner T. R., Andel T. H. van.* Diapirs of the continental margin of Angola, Africa.—*Geol. Soc. America Bull.*, 1971, vol. 82, p. 793—802.
- Bè A. W. H.* Ecology of recent planktonic foraminifera. I. Areal Distribution in the Western North Atlantic.—*Micropaleontology*, 1959, vol. 5, N 1, p. 77—100.
- Bè A. W. H.* Ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic Foraminifera.—In: *Oceanic micropaleontology*. L.: Acad. press, 1977, vol. 1, ch. 1, p. 3—88.
- Be A. W. H., Tolderlund D. S.* Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans.—In: *Micropaleontology of oceans*. L.: Cambridge Univ. press, 1971, p. 105—149.
- Beckinsale R. D., Tarney J., Darbyshire D. P. F. et al.* Rb-Sr and K-Ar age determinations on samples of the Falkland Plateau basement at Site 330, DSDP.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1977, vol. 36, p. 923—927.
- Beckmann J. P.* Late Cretaceous smaller benthic foraminifera from Sites 363 and 364 DSDP, Leg 40, Southeast Atlantic Ocean.—In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1978, vol. 40, p. 741—781.
- Belford D. J.* Stratigraphy and micropaleontology of the Upper Cretaceous of Western Australia.—*Geol. Rdsch.*, 1958, Bd. 74, H. 2, S. 629—647.
- Belford D. J.* Upper Cretaceous foraminifera from the Toolonga Calciulite and Gingin chalk, Western Australia.—*Bull. Austral.*

- Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys., 1960, vol. 57, p. 1—198.
- Belford D. J., Scheibnerova V.** Turonian foraminifera from the Carnarvon Basin, Western Australia and their paleogeographical significance.— *Micropaleontology*, 1971, vol. 17, pt 2, p. 1185—1187.
- Benson W. E., Sheridan R. E.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978. Vol. 44. 1005 p.
- Bernoulli D.** North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: A comparison.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 11, p. 801—872.
- Bernoulli D., Jenkyns H. C.** Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys.— *Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral. Special Publ.*, 1974, vol. 19, p. 129—160.
- Bode J. W.** Carbon and carbonate analysis.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pt 2, p. 1185—1187.
- Boersma A.** Cretaceous and early Tertiary foraminifera from Deep Sea Drilling Project, Leg 62 Sites in the Central Pacific.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 377—396.
- Boersma A., Shackleton N. J.** Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project Sites 463 and 465.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 513—526.
- Bolli H. M.** Planktonic foraminifera from Cretaceous of Trinidad, B. W. I.— *Amer. Paleontol. Bull.*, 1959, vol. 39, p. 257—277.
- Bolli H. M.** Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. — *Boll. inform. Assoc. Venez. geol. miner. y petrol.*, 1966, vol. 9, N 1, p. 3—32.
- Bolli H. M.** Jurassic and Cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP Leg 27, Eastern Indian Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 843—907.
- Bolli H. M.** Cretaceous and Paleogene Calcisphaerulidae from DSDP Leg 40, Southeastern Atlantic Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, p. 819—837.
- Bolli H. M., Ryan W. B.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978. Vol. 40. 1079 p.
- Boltovskoy E.** Los Foraminíferos recientes. Buenos Aires: Eudeba, 1965. 510 p.
- Boon J. J., Meer F. W. von der, Schuil P. J. W.** et al. Organic geochemical analysis of core samples from Site 362, Walvis Ridge, DSDP. Leg 40.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, suppl., p. 627—637.
- Bradshaw J. S.** Ecology of living planktonic Foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean. — *Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res.*, 1959, vol. 10, pt 2, p. 25—64.
- Brotzen F.** Foraminiferen aus dem Schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen.— *Sver. geol. unders. C*, 1936, Bd 30, N 396, S. 206.
- Bullard E., Everett J. E., Smith A. G.** The fit of the continents around the Atlantic. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A*, 1965, vol. A258, p. 41—51.
- Burckle L. H., Saito T., Ewing M. A.** Cretaceous [Turonian] core from the Naturaliste Plateau, Southeast Indian Ocean.— *Deep-Sea Res.*, 1967, vol. 14, p. 421—426.
- Gameron D. H.** Grain-size carbon/carbonate analysis Leg 36.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 36, p. 1047—1050.
- Cardoso J. N., Wardroper A. M. K., Watts C. D.** et al. Preliminary organic geochemical analysis Site 391, Leg 44 of the Deep Sea Drilling Project.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 617—623.
- Caron M.** Late Cretaceous planktonic Foraminifera from the northwestern Pacific: Leg 32 of the Deep Sea Drilling Project.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 32, p. 719—724.
- Caron M.** Cretaceous planktonic foraminifera from DSDP. Leg 40, Southeastern Atlantic Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, p. 651—678.
- Čepek P.** Mesozoic calcareous nannoplankton of the Eastern North Atlantic, Leg 41.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 667—687.
- Chamley H., Robert C.** Paleoenvironmental significance of clay deposits in Atlantic black shales.— In: *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*. L.: Acad. press, 1982, p. 101—112.
- Christoffel D., Falconer R.** Marine magnetic measurements in the southwest Pacific Ocean and the identification of new tectonic features.— In: *Antarctic oceanology. II. The Australian-New Zealand sector*. Wash. Amer. Geophys. Union, 1972, vol. 19, p. 197—209. [Antarct. Res. Ser.]
- Ciesielski P. F., Sliter W. V., Wind F. N., Wise S. W.** Paleoenvironmental analysis and correlation of a Cretaceous Islas Orcadas core from the Falkland Plateau, southwest Atlantic.— *Mar. Micropaleontol.*, 1977, N 2, p. 27—34.
- Ciesielski P. F., Wise S. W.** Geologic history of the Maurice Ewing Bank (southwest Atlantic sector of the Southern Ocean) based on piston and drill cores.— *Mar. Geol.*, 1977, vol. 25, p. 175—207.
- Cita M. B., Grignani D.** Nature and origin of Late Neogenic Mediterranean sapropels. — In: *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*. London: Acad. press, 1982, p. 165—196.
- Claypool G. E., Baysinger J. P.** Thermal analysis/pyrolysis of Cretaceous sapropels: DSDP. Leg 44, Hole 391C, Blake Bahama basin. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 635—637.
- Comet P. A., McEvoy J., Brasset S. C.** et al. Lipids of an upper Albian limestone, Deep Sea Drilling Project Site 465, Section 465A—38—3. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 923—937.
- Copelin E. C., Larter S. R.** Chemical characterization of aromatic hydrocarbons, kerogen,

- and humic acids in Deep Sea Drilling Project Leg 71 cores. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, p. 1045—1049.
- Coplen T. B., Shlager S. O.* Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from Site 167, Magellan Rise, Leg 17. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 17, p. 605.
- Cornford C.* Organic deposition at a continental rise: Organic geochemical interpretation and synthesis at DSDP Site 397, Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979a, vol. 47, pt 1, p. 503—510.
- Cornford C.* Organic petrography of Lower Cretaceous shales at DSDP Leg 47B Site 398, Vigo Seamount, Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979b, vol. 47, pt2, p. 523—527.
- Cornford C., Rullkötter J., Welte D.* Organic geochemistry of DSDP Leg 47A, Site 397 Eastern North Atlantic: Organic petrography and extractable hydrocarbons. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 47, pt1, p. 511—522.
- Crespin I.* A Lower Cretaceous fauna in the North-West basin of Western Australia. — Quart. Journ. Geol. Soc., 1946, vol. 20, N 5, p. 505—509.
- Crespin I.* Lower Cretaceous Foraminifera from the Great Artesian Basin, Australia. — Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res., 1953, vol. 4, pt1, p. 26—36.
- Crespin I.* Lower Cretaceous arenaceous Foraminifera of Australia. — Bull. Austral. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys., 1963, vol. 66, p. 1—110.
- Cushman J. A.* Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf coastal region of the United States and adjacent areas. Wash.: Gov. print. off., 1946, 241 p.
- Cushman J. A., Jarvis P. W.* Cretaceous Foraminifera from Trinidad. — Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res., 1928, vol. 4, p. 85—103.
- Dalziel I. W. D., Cortes R.* The tectonic style of the southernmost Andes and the Antarctic. — In: 24th Intern. Geol. Congr. Proc. Montreal, 1972, sect. 3, p. 316—327.
- Dalziel I. W. D., Elliot D. H.* Evolution of the Scotia arc. — Nature, 1971, vol. 233, p. 246—252.
- Dalziel I. W. D., Elliot D. H.* The Scotia arc and Antarctic margin. — In: The ocean basins and margins. N. Y.: Plenum press, 1973, vol. 1, p. 171—246.
- Dalziel I. W. D., Caminos R., Palmer K. F.* et al. Southern extremity of the Andes: The geology of Isla de los Estados, Argentine Tierra del Fuego. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, p. 2502—2512.
- Dalziel I. W. D., de Wit M. J., Stern C. R.* Structural and petrologic studies in the Scotia arc. — Antarct. J. US, 1975, vol. 10, p. 180—182.
- Davey R. J.* Marine Cretaceous palynology of Site 361, DSDP. Leg 40, of Southwestern Africa. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, p. 883—913.
- Davies T. H., Luyendyk B. P.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974. Vol. 26. 1129 p.
- Dean W. E.* Calcium carbonate and organic carbon in samples from Deep Sea Drilling Project Sites 463, 464, 465, and 466. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 869—876.
- Dean W. E., Claypool G. E., Thiede J.* Origin of organic-carbon-rich mid-Cretaceous limestones, Mid-Pacific Mountains and southern Hess Rise. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 877—890.
- Dean W. E., Gardner J. V.* Origin and geochemistry of Redox cycles of Jurassic to Eocene age Cape Verde Basin (DSDP Site 367), Continental margin of North-West Africa. — In: Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. London: Acad. press, 1982, p. 55—78.
- Dean W. E., Gardner J. V., Jansa L. F.* et al. Cyclic sedimentation along the continental margin of northwest Africa. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 965—989.
- De Boer P. L.* Some remarks about the stable isotope composition of cyclic pelagic sediments from the Cretaceous in the Apennines (Italy). — In: Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. L: Acad. press, 1982, p. 129—143.
- De Graciansky P. C., Auffret G. A., Dupeuble P.* et al. Interpretation of depositional environments of the Aptian/Albian black shales on the north margin of the Bay of Biscay (DSDP Sites 400 and 402). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 877—907.
- Demailon G. J., Moore G. T.* Anoxic environments and oil source bed genesis. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1980, vol. 64, p. 1179—1209.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J.* et al. Organic geochemistry of some Cretaceous black shales from Sites 367 and 368, Leg 41, Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 865—873.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J.* et al. Organic geochemistry of some Neogene cores from Sites 374, 375, 377 and 378, Leg 42A, Eastern Mediterranean Sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978a, vol. 42, pt1, p. 465—472.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J. R.* et al. Organic geochemistry of some Cretaceous claystones from Site 391, Leg 44, Western North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978b, vol. 44, p. 593—598.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J.* et al. Organic geochemistry of some organic-rich shales from DSDP Site 397, Leg 47A, Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979a, vol. 47, pt1, p. 523—529.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J.* et al. Organic geochemistry of Cretaceous shales from DSDP Site 398, Leg 47B, Vigo Seamount, Eastern North Atlantic. — In: Initial Re-

- ports of the DSDP. Wash., 1979b, vol. 47, pt2, p. 513—522.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J.* et al. Organic geochemistry of Cretaceous mudstones and marly limestones from DSDP Sites 400 and 402, Leg 48, Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979c, vol. 48, p. 921—930.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucaché J.* Organic geochemistry of Upper Jurassic and Cretaceous sediments from Site 511, Leg 71, Western South Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, p. 1001—1013.
- Dick H. von der, Rullkötter J., Wette D. H.* Content, type and thermal evolution of organic matter in sediments from the eastern Falkland Plateau, Deep Sea Drilling Project Leg 71. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pt2, p. 1015—1032.
- Dietz R. S., Holden J. C.* Reconstruction of Pangaea: Break-up and dispersion of the continents, Permian to present. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 26, p. 4939—4956.
- Douglas R. G.* Upper Cretaceous planktonic Foraminifera in Northern California. 1. Systematics. — Micropaleontology, 1969, vol. 15, N 2, p. 151—209.
- Douglas R. G.* Cretaceous Foraminifera from the Northwestern Pacific Ocean: Leg 6, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1971, vol. 6, p. 1027—1053.
- Douglas R. G.* Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the Central North Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 17, p. 607—672.
- Douglas R. G., Rankin C.* Cretaceous planktonic Foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance. — Lethaia, 1969, vol. 2, p. 185—217.
- Douglas R. G., Savin S. M.* Oxygen and carbon isotope analysis of Cretaceous and Tertiary foraminifers from central Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 17, p. 591—605.
- Douglas R. G., Savin S. M.* Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 32, p. 509—520.
- Douglas R. G., Sliter W. V.* Regional distribution of some Cretaceous Rotaliporidae and Globotruncanidae (Foraminiferida) within North America. — Tulane Stud. Geol., 1966, vol. 4, N 3, p. 86—131.
- Douglas R. G., Roth P. H., Moore T. C.* Biostratigraphic synthesis: Hiatuses and unconformities. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 17, p. 905—909.
- Dow W. G.* Contact metamorphism of kerogen in sediments from Leg 41: Cape Verde rise and basin. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 41, p. 821—824.
- Dow W. G.* Geochemical analysis of samples from Holes 391A and 391C, Leg 44: Blake-Bahama basin. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 625—633.
- Edgar N. T., Saunders J. B.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973. Vol. 15. 1137 p.
- Edgell H. S.* The stratigraphical value of Bolivianoides in the Upper Cretaceous of North-western Australia. — Contribs. Cushman Found. Foraminiferal Res., 1954, vol. 5, p. 68—76.
- Edgell H. S.* The genus Globotruncana in north-west Australia. — Micropaleontology, 1957, vol. 3, N2, p. 101—126.
- Edgell H. S.* A record of Globotruncana concavata (Brotzen) in North-West Australia. — Revue de Micropaléontologie, 1962, vol. 5, N1, p. 41—50.
- Eicher D. L., Worstell P.* Cenomanian and Turonian Foraminifera from the Great Plains, United States. — Micropaleontology, 1970, vol. 16, N3, p. 269—324.
- Einsele G., von Rad U.* Facies and paleoenvironment of Lower Cretaceous sediments at DSDP Site 397 and in the Aauin Basin (Northwest Africa). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 47, pt1, p. 559—577.
- Erdman J. G., Schorno K. S.* Geochemistry of carbon: Deep Sea Drilling Project Leg 40. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978a, vol. 40, suppl., p. 651—658.
- Erdman J. G., Schorno K. S.* Geochemistry of carbon: Deep Sea Drilling Project Leg 41. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978b, vol. 41, p. 849—853.
- Erdman J. G., Schorno K. S.* Geochemistry of carbon: Deep Sea Drilling Project Leg 44. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978c, vol. 44, p. 605—615.
- Erdman J. G., Schorno K. S.* Geochemistry of carbon: Deep Sea Drilling Project Leg 43. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979a, vol. 43, p. 651—655.
- Erdman J. G., Schorno K. S.* Geochemistry of carbon: Deep Sea Drilling Project Legs 47A and 47B. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979b, vol. 47, pt. 2, p. 553—559.
- Ewing J. I., Ludwig W. J., Ewing J., Eittrheim S. L.* Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 7118—7137.
- Ewing M., Worzel J. L.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1969. Vol. 11. 672 p.
- Exon N. F., Senior B. R.* The Cretaceous of the Eromanga and Surat basins. — BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1976, vol. 1, N1, p. 33—50.
- Firstbrook P. L., Funnell B. M., Hurley A. M., Smith A. G.* Paleomagnetic reconstructions 160—0 Ma. — University of California Spec. Publ., 1980, 41 p.
- Fisher A. G., Arthur M. A.* Secular variations in the pelagic realm. — In: Deep water carbonate environments. 1977, p. 19—50. (Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Miner.; N25).
- Franks S., Nairn A. E. M.* The equatorial marginal basins of West Africa. — In: The ocean basins and margins. N. Y.: Plenum press, 1973, vol. 1, p. 301—350.

- Gardner J. V., Dean W. E., Jansa L. Sediments recovered from the northwest African continental margin, Leg 41, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 1121—1134.
- Gradstein F. M. Biostratigraphy of Lower Cretaceous Blake Nose and Blake — Bahama Basin foraminifers, DSDP Leg 44, Western North Atlantic Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 663—701.
- Greenway M. E. Geology of the Falkland Islands. — Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep., 1972, N 76, p. 42.
- Habib D. Dinoflagellate stratigraphy, Leg 11, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 11, p. 367—425.
- Habib D. Sedimentology of palynomorphs and palynodebris in Cretaceous carbonaceous facies south of Vigo Seamount. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 47, pt2, p. 451—468.
- Habib D. Sedimentary supply origin of Cretaceous black shales. — In: Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. London: Acad. press, 1982, p. 113—127.
- Hajos M., Stradner H. Late Cretaceous Arhaemnadaceae, Diatomaceae and Silicoflagellatae from the South Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 29, Site 275. — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 29, p. 913—1009.
- Haq B. U. Coccoliths in cores from the Belling-shausen abyssal plain and Antarctic continental rise (DSDP Leg 35). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 35, p. 557—561.
- Harris W. K. Palynology of cores from Deep Sea Drilling Project Sites 327, 328 and 330, South Atlantic Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 36, p. 761—767.
- Haughton S. H. Geological history of the southern Africa. Cape. Town: Geol. Soc. S. Africa, 1969, 565 p.
- Hau W. W., Sibuet J.-C., Barron E. J. et al. Sedimentation and accumulation of organic carbon in the Angola basin and on Walvis ridge: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg 75. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1982, vol. 93, N 10, p. 1038—1050.
- Hayes D. E., Frakes L. A. General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 28. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 28, p. 919—942.
- Hayes D. E., Pimm A. C. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972. Vol. 14. 974 p.
- Hayes D. E., Ringis I. Seafloor spreading in the Tasman Sea. — Nature, 1973, vol. 243, 5407, p. 454—458.
- Herb R. Cretaceous planktonic Foraminifera from the Eastern Indian Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 22, p. 745—755.
- Herb R., Scheibnerova V. Synopsis of Cretaceous planktonic Foraminifera from the Indian Ocean. — In: Indian Ocean geology and biostratigraphy. Wash., 1977, p. 399—415.
- Herm D. Micropaleontological aspects of the Magellanes Geosyncline, southernmost Chile, South America. — In: 2nd West African micropaleontol. colloq. Proc. Ibadan, 1966, p. 72—86.
- Hess H. Planktonic crinoids of Late Jurassic age from Leg XI, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. XI, p. 631—644.
- Hinte van J. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zones. — Proc. Kon. nederl. akad. wetensch. B, 1972, vol. 75, p. 16—36.
- Hinte van J. A Cretaceous time scale. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1976, vol. 60, N 4, p. 269—287.
- Hofker J. Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. — Hannover, 1957. 464 S.
- Hollister C. D., Craddock C. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976. Vol. 35. 930 p.
- Hollister C. D., Ewing J. I et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972. Vol. 11. 1077 p.
- Horne R. R. Sedimentology and paleogeography of the Lower Cretaceous depositional trough of Southeastern Alexander Island. — Bull. Brit. Antarct. Surv., 1969, N 22, p. 61—76.
- Hornibrook N. de B. New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary foraminiferal zones and some overseas correlations. — Micropaleontology, 1958, vol. 4, N 1, p. 25—38.
- Howarth M. K. Ammonites from the Upper Cretaceous of the James Ross Island Group. — Bull. Brit. Antarct. Surv., 1966, N 10, p. 55—69.
- Hsü K. J., La Brecque J. L. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1984. Vol. 73. 798 p.
- Hunt M. Light hydrocarbons in Holes 361 and 364, Leg 40. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, suppl., p. 649—650.
- Hunt J. M., Whelan J. K. Light hydrocarbons at Sites 367—370, Leg 41. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 859.
- Jansa L. F., Enos P., Tucholke B. E. et al. Mesozoic—Cenozoic sedimentary formations of the North Atlantic basin; western North Atlantic. — In: Deep Drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment. Wash., Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 1979, vol. 3, p. 1—57.
- Jeletzky J. A. Macroinvertebrate paleontology, biochronology and paleoenvironments of Lower Cretaceous and Upper Jurassic Rocks of DSDP Hole 511, Eastern Falkland Plateau. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pt 2, p. 915—975.
- Jenkyns H. C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. — Journ. Geol. Soc. London, 1980, vol. 137, p. 171—188.
- Jones D. L., Plafker G. Mesozoic megafossils DSDP Hole 327 A and Site 330 on the eastern Falkland Plateau. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 36, p. 845—850.
- Kendrick J. W. Geochemical studies of black clays from Leg 43, Deep Sea Drilling Pro-

- ject. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 43, p. 633—642.
- Kendrick J. W., Hood A., Castaño J. R.* Petroleum-generating potential of sediments from Leg 40, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978a, vol. 40, suppl., p. 671—676.
- Kendrick J. W., Hood A., Castaño J. R.* Petroleum-generating potential of sediments from Leg 44, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978b, vol. 44, p. 599—603.
- Kendrick J. W., Hood A., Castaño J. R.* Petroleum-generating potential of sediments from Leg 41, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978c, vol. 41, p. 817—819.
- Kendrick J. W., Hood A., Castaño J. R.* Petroleum-generating potential of Cretaceous sediments from Leg 43, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979a, vol. 43, p. 663—669.
- Kendrick J. W., Hood A., Castaño J. R.* Petroleum-generating potential of sediments from Leg 47, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979b, vol. 47, pt2, p. 547—551.
- Kendrick J. W., Hood A., Castaño J. R.* Petroleum-generating potential of sediments from Leg 48, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979c, vol. 48, p. 951—954.
- Kennett J. P., Houtz R. E.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974. Vol. 29. 1197 p.
- Kennett J. P., Houtz R., Andrews P. B.* et al. Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation and the development of the Circum-Antarctic current. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 29, p. 1155—1169.
- Kotova I. Z.* Spores and pollen from Cretaceous deposits of the eastern North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 41, Sites 367 and 370. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, suppl., p. 841—881.
- Kotova I. Z.* Palynological study of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments, Site 511 DSDP Leg 71 (Falkland Plateau). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, p. 879—906.
- Krasheninnikov V. A.* Cretaceous and Paleogene planktonic Foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974a, vol. 27, p. 663—681.
- Krasheninnikov V. A.* Upper Cretaceous benthonic agglutinated Foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974b, vol. 27, p. 631—662.
- Krasheninnikov V. A.* Stratigraphy and planktonic foraminifera of Cenozoic deposits of the Bay of Biscay and Rockall Plateau, DSDP Leg 48. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 431—450.
- Krasheninnikov V. A., Basov I. A.* Cenozoic planktonic foraminifera of the Falkland Plateau and Argentine Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 71. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983a, vol. 71, pt2 p. 821—858.
- Krasheninnikov V. A., Basov I. A.* Cretaceous calcispherulids of the Falkland Plateau, Leg 71, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983b, vol. 71, pt2, p. 977—997.
- Krasheninnikov V. A., Basov I. A.* Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifera, DSDP, Leg 71. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983c, vol. 71, pt2 p. 789—820.
- Krasheninnikov V. A., Pflaumann U.* Cretaceous agglutinated Foraminifera of the Atlantic Ocean off West Africa (Leg 41, Deep Sea Drilling Project). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41 p. 565—580.
- Kumar N., Gamboa L. A. P., Schreiber B. C., Mascle J.* Geologic history and origin of Sao Paulo Plateau (Southeastern Brazilian margin), comparison with the Angolan margin and the early evolution of the northern South Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 39, p. 927—945.
- Kuznetsova K. I., Seibold I.* Foraminifera from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Eastern Atlantic (DSDP Leg 41, Sites 367 and 370). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 515—537.
- LaBrecque J. L., Rabinowitz P. D.* Magnetic anomalies bordering the continental margin of Argentina. 1977. (AAPG Argentine Map Ser.).
- Ladd J. W., Dickinson G. O., Pitman W. C. III.* The age of the South Atlantic. — In: The ocean basins and margins. N. Y.: Plenum press, 1973, vol. 1, p. 555—573.
- Lambert G.* A study of the Cretaceous foraminifera of northern Zululand, South Africa: N. Sc. Thesis Natal. Univ., Durban, South Africa, 1971.
- Lambert G., Scheibnerova V.* Albian Foraminifera of Zululand (South Africa) and Great Artesian basin (Australia). — Micropaleontology, 1974, vol. 20, p. 76—96.
- Lancelot Y., Hathaway J. C., Hollister C. D.* Lithology of sediments from the western North Atlantic, Leg 11, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 11, p. 901—949.
- Lancelot Y., Seibold E.* The eastern North Atlantic. — Geotimes, 1975, vol. 20, N 7, p. 18—21.
- Lancelot Y., Seibold E.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, Vol. 41. 1259 p.
- Lange J., Wedepohl K. M., Heinrichs H.* Notes about the specific chemical composition of "black shales" from Site 367 (Leg 41). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, 41, p. 875—877.
- Larson R. L., Hilde T. W. C.* A revised time of magnetic reversals for the Early Cretaceous, Late Jurassic. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 2586—2594.
- Larson R. L., Ladd J. W.* Evidence for the opening

- of the South Atlantic in the Early Cretaceous. — *Nature*, 1973, vol. 246, N 5430, p. 209—212.
- Larson R. L., Moberly R. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975. Vol. 32. 980 p.
- Loeblich A. R., Tappan H. Cretaceous planktonic Foraminifera. 1. Genomanian. — *Micropaleontology*, 1961, vol. 16, p. 269—324.
- Loeblich R., Tappan H. Sarcodina chiefly 'Thecamoebinas' and Foraminiferida, Treatise on Invertebrate paleontology. Part C. Protista. — 1964, vol. 1, 2, 900 p.
- Longoria J. F. Stratigraphic, morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic Foraminifera. — *Rev. esp. micropaleontol.*, 1974, N extraord., p. 107.
- Ludbrook N. H. Cretaceous biostratigraphy of the Great Artesian basin in South Australia. — *Bull. Geol. Surv. Austral.*, 1966, vol. 40, p. 223.
- Ludwig W. J. Geologic framework of the Falkland Plateau. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pt 1, p. 281—283.
- Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. Structure of Argentine continental margin. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1968, vol. 52, p. 2337—2368.
- Ludwig W. J., Krashennikov V. A., Basov I. A. et al. Tertiary and Cretaceous paleoenvironment in the southwest Atlantic Ocean: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg 71. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1980, vol. 91, pt 1, p. 655—664.
- Ludwig W. J., Krashennikov V. A. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pts 1, 2. 1187 p.
- Ludwig W. J., Rabinowitz P. D. Seismic stratigraphy and structure of Falkland Plateau. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, p. 742.
- Ludwig W. J., Windisch C. C., Houtz R. E. et al. Structure of Falkland Plateau and offshore Tierra del Fuego, Argentina: Geological and geophysical investigations of continental margins. — *AAPG Mem.*, 1978, vol. 29, p. 125—137.
- Luterbacher H. Foraminifera from the Lower Cretaceous and Upper Jurassic of the North-western Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 11, p. 561—593.
- Luyendyk B. P. Gondwanaland dispersal and the early formation of the Indian Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 26, p. 945—952.
- Macellary C., Huber B. Cretaceous stratigraphy of Seymour Island, East Atlantic Peninsula. — *Antarctic Journ. of the USA*, 1982, vol. 17, p. 68—70.
- MacFadyen W. A. Foraminifera from the Upper Cretaceous of James Ross Island. — *Bull. Brit. Antarct. Surv.*, 1966, N 8, p. 75—78.
- Machens E. Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums. — *Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, 1970, Bd. 56, Horst Falke-Festschrift, S. 97—111.
- Magniez-Jannin F. Les foraminifères de l'Albien de l'Aube: Paleontologie, stratigraphie, ecologie. P.: CNRS, 1975. 358 p.
- Malumian N. Foraminiferos del Cretacico Superior y Terciario del Subsuelo de la Provincia Santa Cruz, Argentina. — *Ameghiniana*, 1969, vol. 5, N 6, p. 191—277.
- Malumian N. Foraminiferos danianos de la Formación Pedro Luro. Provincia de Buenos Aires, Argentina. — *Ameghiniana*, 1970, vol. 7, N 4, p. 355—367.
- Malumian N. Aspectos paleoecológicos de los foraminiferos del Cretacico de la cuenca Austral. — *Ameghiniana. Rev. Asoc. Paleontol. Argent.*, 1978, vol. 15, N 12, p. 149—160.
- Malumian N., Baez A. M. Outline of Cretaceous stratigraphy of Argentina. — *Ann. Mus. Hist. Natur. Nice*, 1976, vol. 4, p. XXVII. 1—10.
- Malumian N., Masiuk V. Asociaciones foraminíferológicas fosiles de la República Argentina. — V Congr. Geol. Argent., 1973, Actas III, p. 433—453.
- Malumian N., Masiuk V. Foraminiferos planctónicos del Cretacicos de Tierra del Fuego. — *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 1978, vol. 33, N 1, p. 36—51.
- Malumian N., Masiuk V., Garcia V. Microfósiles del Cretacico Superior de la perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, Argentina. — *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 1972, vol. 27, N 3, p. 265—272.
- Malumian N., Masiuk V., Riggi J. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, provincia Santa Cruz, Republica Argentina, su importancia y correlaciones. — *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 1971, vol. 26, N 2, p. 175—208.
- Maxwell A. E., von Herzen R. R., Andrews Y. E. et al. Summary and conclusions. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1970, vol. 3, p. 441—471.
- McCave I. N. Depositional features of organic rich black and green mudstones at DSDP Sites 386 and 387, western North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 43, p. 411—416.
- McGowran B. Late Cretaceous and Early Tertiary correlations in the Indo-Pacific region. — *Geol. Soc. India Mem.*, 1968, N 2, p. 335—360.
- McGowran B. Foraminifera. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 22, p. 609—627.
- McGowran B. Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages in the Northern and Eastern Indian Ocean region: Correlations. — In: Indian Ocean geology and biostratigraphy. Wash., 1977, p. 417—458.
- McIver R. D., Rogers M. A. Insoluble organic matter and bitumens in Leg 44 samples. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 645—649.
- McKenzie D., Sclater J. G. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1971, vol. 25, p. 437—528.
- McLachlan I. R., Pieterse E. Preliminary palynological results: Site 361, Leg 40, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, p. 857—881.

- McWhae J. R. H., Playford P. E., Linder A. W. et al. The stratigraphy of Western Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1958, vol. 4, p. 1—161.
- Melguen M. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the Eastern South Atlantic (Leg 40, DSDP) since the Early Cretaceous.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1978, vol. 40, p. 981—1024.
- Ménières F., Deroo G., Herbin J.-P. Organic-matter-rich and hypersiliceous Aptian sediments from Western Mid-Pacific Mountains, Deep Sea Drilling Project Leg 62.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1981, vol. 62, p. 903—921.
- Montadert L., Roberts D. G. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979. Vol. 48. 1183 p.
- Moore T. C., Rabinowitz P. D. et al. Preliminary report of Leg 74, Deep Sea Drilling Project. Wash., 1980.
- Müller P. J., Suess E. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—organic preservation.— *Deep Sea Research*, 1979, vol. 26A, p. 1347—1362.
- Nairn A. E. M., Stehli F. G. A model for the South Atlantic.— In: *The ocean basins and margins*. N. Y.: Plenum press, 1973, vol. 1, p. 1—24.
- Natland J. H. Composition, provenance and diagenesis of Cretaceous clastic sediments drilled on the Atlantic continental rise off Southern Africa, DSDP Site 361—implications for the early circulation of the South Atlantic.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1978, vol. 40, p. 1025—1050.
- Natland M. L., Gonzales P. E., Cannon A., Ernst M. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1974, vol. 139, p. 126.
- Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. L.: Acad. press, 1982, 229 p.
- Nesteroff W. D. Petrology and mineralogy of sapropels.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1973, vol. 13, p. 713—728.
- Owen M. Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from Papua New Guinea, Australia.— *Bull. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys.*, 1973, vol. 140, p. 47—65.
- Parker F. Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments.— *Micropaleontology*, 1962, vol. 8, N 2, p. 219—254.
- Parker F. Irregular distribution of planktonic Foraminifera and stratigraphic correlation.— In: *Progress in oceanography*. Pergamon press, 1965, vol. 3.
- Parker M. E., Arthur M. A., Wise S. W. et al. Carbonate and organic carbon cycles in Aptian—Albian black shales at Deep Sea Drilling Project Site 511, Falkland Plateau.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1983, vol. 71, p. 1051—1070.
- Pautot G., Auzende J. M., Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting.— *Nature*, 1970, vol. 227, N 5256, p. 351—354.
- Pautot G., Renard V., Daniel J. et al. Morphology, limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African margins.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1973, vol. 57, N 9, p. 1658—1671.
- Pearson D. B., Dow W. G. Geochemical analysis of samples from Sites 397 and 398.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1979, vol. 47, pt 2, p. 533—541.
- Perch-Nielsen K., Supko P. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977. Vol. 39. 1139 p.
- Pessagno E. A. Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from western Gulf coastal plain.— *Paleontogr. Amer.*, 1967, vol. 5, p. 245—445.
- Pessagno E. A. Cenomanian-Turonian (Eaglefordian) stratigraphy in the western Gulf coastal plain area.— In: *Proc. 1st Intern. Conf. Plankton. Microfoss.* Leiden, E. J. Brill, 1969, p. 460—467.
- Pessagno E. A. Upper Cretaceous radiolaria from DSDP Site 275.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1974, vol. 29, p. 1011—1029.
- Pflaummann U., Krashennnikov V. A. Cretaceous calcisphaerulids from DSDP Leg 41, eastern North Atlantic.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1978a, vol. 41, suppl., p. 817—839.
- Pflaummann U., Krashennnikov V. A. Early Cretaceous planktonic foraminifers from eastern North Atlantic, DSDP Leg 41.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1978b, vol. 41, p. 539—564.
- Pimm A. C., Hayes D. E. General synthesis.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1972, vol. 14, p. 955—975.
- Pitman W. C. III, Talwani M. Sea floor spreading in North Atlantic.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 3, p. 619—646.
- Playford G., Haig D. W., Dettmann M. A mid-Cretaceous microfossil assemblage from the Great Artesian basin, northwestern Queensland.— *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1975, Bd. 149, H. 3, S. 333—362.
- Premoli Silva I., Boersma A. Cretaceous planktonic foraminifers—DSDP Leg 39 (South Atlantic)— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1977, vol. 39, p. 615—641.
- Proto Decima F. Leg 27 calcareous nannoplankton.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1974, vol. 27, p. 589—621.
- Proto Decima F., Medizza F., Todesco L. Southeastern Atlantic Leg 40 calcareous nannofossils.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1978, vol. 40, p. 571—634.
- Quilty P. Cenomanian-Turonian and Neogene sediments from northeast of Kerguelen Ridge, Indian Ocean.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1973, vol. 20, pt3, p. 361—367.
- Robinowitz P. D., La Brecque J. L. The Mesozoic South Atlantic and evolution of its continental margins.— *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B11, p. 5973—6002.
- Raynaud J. F., Robert P. Microscopical survey of organic matter from DSDP Sites 361, 362 and 364.— In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1978, vol. 40, suppl., p. 663—669.
- Renz O. Aptychi (Ammonoidea) from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the We-

- stern North Atlantic (Site 105, Leg 11, Deep Sea Drilling Project). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 11, p. 607—629.
- Renz O.** Aptychi (Ammonoidea) from the Late Jurassic and Early Cretaceous of the Eastern Atlantic, DSDP Site 367. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 499—513.
- Reuss A. E.** Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthöné der Umgegend von Berlin. — Ztschr. Dt. geol. Ges., 1851, Bd. 3, S. 49—91.
- Reyment R. A.** Paleooceanology and paleobiogeography of the Cretaceous South Atlantic Ocean. — Oceanol. acta, 1980, vol. 3, N 1, p. 127—133.
- Robert D. G., Montadert L.** Margin paleoenvironments of the Northeast Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 1099—1118.
- Robinson P. T., Thayer P. A., Cook P. J.** et al. Lithology of Mesozoic and Cenozoic sediments of the Eastern Indian Ocean, Leg 27 Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 1001—1045.
- Rögl F.** Danian Calcisphaerulidae of DSDP Leg 35, Site 323, Southeast Pacific Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976a, vol. 35, p. 701—712.
- Rögl F.** Late Cretaceous to Pleistocene foraminifera from the Southeast Pacific basin, DSDP Leg 35. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976b, vol. 35, p. 539—555.
- Roth P. H.** Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean, Leg 44. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 731—760.
- Ryan W. B. F., Cita M. B.** Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. — Mar. geol., 1977, vol. 23, p. 197—215.
- Ryan W. B. F., Hsü K. J.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973. Vol. 13. 1447 p.
- Saito T., van Donk J.** Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifers. — Micropaleontology, 1974, vol. 20, p. 152—177.
- Sastry N. V. A., Sastri V. V.** Foraminifera from the Utatur Stage of the Cretaceous formations of Trichinopoly district, Madras. — Rec. Geol. Surv. India, 1966, vol. 94, p. 277—296.
- Saunders J. B., Edgar N. T., Donnelly T., Hay W.** et al. Cruise synthesis. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 15, p. 1077—1111.
- Savin S.** The history of the earth's temperature during the past 100 million years. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1977, vol. 5, p. 319—355.
- Schaefer R. G., von der Dick H., Leythaeuser D.** C₂—C₈ hydrocarbons in sediments from Deep Sea Drilling Project Leg 71, Site 511, Falkland Plateau, South Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, p. 1033—1043.
- Scheibnerova V.** Paleogeology and paleogeography of the Cretaceous deposits of the Great Artesian basin (Australia). — Rec. Geol. Surv. N. S. W., 1971a, vol. 13, p. 1—48.
- Scheibnerova V.** The Great Artesian basin, Australia, a type area of the Austral biogeoprovince of the Southern Hemisphere, equivalent to the Boreal biogeoprovince of the Northern Hemisphere. — In: Proc. 2nd Plankton. Conf., Roma, Ediz. Tecnoscienza, 1971b, p. 1129—1138.
- Scheibnerova V.** Some interesting foraminifera from the Cretaceous of the Great Artesian basin, Australia. — Micropaleontology, 1972, vol. 18, p. 212—222.
- Scheibnerova V.** Aptian-Albian benthonic Foraminifera from DSDP Leg 27, Sites 259, 260 and 263, Eastern Indian Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 697—741.
- Scheibnerova V.** Aptian and Albian benthic foraminifers of Leg 40, Sites 363 and 364, Southern Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, p. 741—757.
- Scheibnerova V.** Comparative foraminiferal biostratigraphy of the Santos Oodnadatta N 1 section, South Australia. — Rec. Geol. Surv. N. S. W., 1980, vol. 19, pt1, p. 81—139.
- Scheibnerova V.** Comparative foraminiferal biostratigraphy of the Santos Oodnadatta N 1 section, South Australia. — Rec. Geol. Surv. N. S. W., 1981, vol. 20, pt2, p. 279—282.
- Schlanger S. O., Cita M. B.** Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. L.: Acad. press. 1982. 229 p.
- Schlanger S. O., Jackson E.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976. Vol. 33. 973 p.
- Schlanger S. O., Jenkyns H. C.** Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. — Geol. en mijnbouw, 1976, vol. 55, p. 179—184.
- Sclater J. G., Hellimyer S., Tapascott G.** The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. — J. Geol., 1977, vol. 85, p. 509.
- Sclater J. G., McKenzie D. P.** Paleobathymetry of the South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 84, p. 3203—3216.
- Sheridan R. E., Enos P., Gradstein F.** et al. Mesozoic and Cenozoic sedimentary environments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 971—979.
- Shields O.** Gondwanaland reconstruction for the Indian Ocean. — J. Geol., 1977, vol. 85, N 2, p. 236—242.
- Sibuet J.-C., Ryan W. B. F.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979. Vol. 47. Pt2. 787 p.
- Sigal J.** Comments on Leg 25 Sites in relation to the Cretaceous and Paleogene stratigraphy in the eastern and southeastern Africa coast and Madagascar regional setting. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 25, p. 687—723.
- Sigal J.** Chronostratigraphy and ecostratigraphy of Cretaceous formations recovered on DSDP Leg 47B, Site 398. — In: Initial Reports of

- the DSDP. Wash., 1979, vol. 47, pt2, p. 287—326.
- Sigl W., Chamley H., Fabricius F. et al.* Sedimentary and environmental conditions of sapropels. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 42, pt1, p. 445—465.
- Simoneit B. R. T.* Leg 41 sediment lipids — search for eolian organic matter in recent samples and examination of a black shale. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978a, vol. 41, p. 855—858.
- Simoneit B. R. T.* Lipid analysis from Site 364 in the Angola basin, DSDP Leg 40. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978b, vol. 40, suppl., p. 659—662.
- Simoneit B. R. T.* Lipid geochemistry of Cretaceous black shales from the Bay of Biscay, Site 402, and of Eocene mudstone from the Rockall Plateau, Site 404. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979a, vol. 48, p. 935—941.
- Simoneit B. R. T.* Organic geochemistry of the shales from the northwestern Proto-Atlantic, DSDP Leg 43. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979b, vol. 43, p. 643—649.
- Simoneit B. R. T.* Organic geochemistry of Albian sediment from Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Hole 466. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 932—942.
- Simoneit B. R. T., Mazurek M. A.* Lipid geochemistry of Cretaceous sediments from Vigo Seamount, DSDP/IPOD Leg 47B. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 47, pt2, p. 565—570.
- Simoneit B. R. T., Stuermer D. H.* Organic geochemical indicators for sources of organic matter and paleoenvironmental conditions in Cretaceous Oceans. — In: Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. L.: Acad. press, 1982, p. 145—163.
- Simpson E. S. W., Schlich R. et al.* Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974. Vol. 25, 883 p.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. — Geol. en mijnbouw, 1977, vol. 56, p. 37—65.
- Sliter W. V.* Upper Cretaceous Foraminifera from southern California and northwestern Baja California, Mexico. — Univ. Kans. Paleontol. Contris, 1968, N 49, art. 7, p. 141.
- Sliter W. V.* Cretaceous benthic foraminifers from the western South Atlantic, Leg 39 Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977a, vol. 39, p. 657—697.
- Sliter W. V.* Cretaceous foraminifers from Southwestern Atlantic Ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977b, vol. 36, p. 519—573.
- Sliter W. V.* Mesozoic foraminifers and deep-sea benthic environments from Deep Sea Drilling Project Sites 415 and 416, Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 50, p. 353—427.
- Sliter W. V., Baker R. A.* Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. — J. Foraminiferal Res., 1972, vol. 2, N 4, p. 167—183.
- Smith A. G., Briden J. C.* Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge: Univ. press, 1977. 63 p.
- Spaeth C., Hoefs J., Vetter V.* Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 3139.
- Spath L. F.* The Upper Cretaceous cephalopod fauna of Graham Land. — Falkland Islands Depend. Surv. Sci. Rep., 1953, N 3, p. 60.
- Speden I. G.* Cretaceous Bivalvia from cores Leg 27. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 977—981.
- Stevens G. R.* Leg 27 Cephalopoda. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 983—989.
- Stevens G. R., Clayton R. N.* Oxygen isotope studies on Jurassic and Cretaceous belemnites from New Zealand and their biogeographic significance. — N. Z. J. Geol. and Geophys., 1971, vol. 14, p. 829—897.
- Stuermer D. H., Simoneit B. R. T.* Varying sources for the lipids and humic substances at Site 391, Blake-Bahama basin, DSDP Leg 44. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 587—591.
- Summerhayes C. P.* Organic facies of mid-Cretaceous black shales in the deep North Atlantic. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1981, vol. 65, p. 2364—2380.
- Summerhayes C. P., Nutter A. H., Tooms J. S.* Geological structure and development of the continental margin of northwest Africa. — Mar. Geol., 1971, vol. 11, N 1, p. 1—25.
- Tavera J. A.* Tithonian-Neocomian fauna from Livingston Island, South Shetland Island. — In: Antarctic geology and geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 1972. 91 p.
- Taylor B. J.* Taxonomy and morphology of Echinodermata from the Aptian of Alexander Island. — Bull. Brit. Antarct. Surv., 1966, N 8, p. 1—18.
- Taylor B. J.* Stratigraphical correlation in southeast Alexander Island. — In: Antarctic geology and geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 1972, p. 149—153.
- Thiede J.* Paleogeography and paleobathymetry of the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. — Geol. Journ., 1979, vol. 3, N 3, p. 263—272.
- Thiede J., Dean W. E., Claypool G. E.* Oxygen-deficient depositional paleoenvironments in the Mid-Cretaceous tropical and subtropical Central Pacific Ocean. — In: Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. L.: Acad. press, 1982, p. 79—100.
- Thiede J., van Andel T. H.* The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic, South Atlantic Ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 33, p. 301—309.
- Thierstein H. R.* Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy. — Abh. Geol. Bundesanst., 1973, Bd. 29, S. 1—52.
- Thierstein H. R.* Calcareous nannoplankton. — Leg 26, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 26, p. 619—667.
- Thierstein H. R.* Paleoceanographic implications of organic carbon and carbonate distribution.

- on in Mesozoic deep sea sediments.— In: Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; Continental margins and paleoenvironment. Wash., Amer. Geophys. Union. Maurice Ewing Ser., 1979, vol. 3, p. 249—274.
- Theirstein H. R., Berger W. H.** Injection events in ocean history.— *Nature*, 1978, vol. 276, p. 461—466.
- Thompson M. R.** Ammonite faunas of southeastern Alexander Island and their stratigraphical significance.— In: Antarctic geology and geophysics. Oslo: Universitetsforlaget 1972, p. 155—160.
- Thompson R. W.** Mesozoic sedimentation on the eastern Falkland Plateau.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 36, p. 877—891.
- Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.** Black shales of the Bay of Biscay and conditions of their formation, Deep Sea Drilling Project. Leg 48, Holes 400A, 402A.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 831—849.
- Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.** Cretaceous sapropelic deposits of Deep Sea Drilling Project Sites 463, 465 and 466.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 891—901.
- Tissot B., Demaison G. J., Masson P.** et al. Paleoenvironment and petroleum potential of Mid-Cretaceous black shales in Atlantic basins.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1980, vol. 64, p. 2051—2063.
- Tissot B., Deroo G., Herbin J. P.** Organic matter in Cretaceous sediments of the North Atlantic: Contribution to sedimentology and paleogeography.— In: Deep Sea Drilling Results in the Atlantic Ocean; Continental margins and paleoenvironment. Wash., Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 1979, vol. 3, p. 362—374.
- Tissot B., Durand B., Espitalié J., Combaz A.** Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1974, vol. 58, p. 499—506.
- Tjalsma R. C.** Cenozoic foraminifera from the South Atlantic, DSDP Leg 36.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 36, p. 493—517.
- Todd R.** Maestrichtian (Late Cretaceous) Foraminifera from a deep-sea core off southwestern Africa.— *Rev. esp. micropaleontol.*, 1968, vol. 2, p. 131—154.
- Tolderlund D. S., Bé A. W. H.** Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic.— *Micropaleontology*, 1971, vol. 17, N 3, p. 297—329.
- Toumarkine M.** Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Paleogene of Sites 360 and 364 and the Neogene of Sites 362A, 363 and 364 Leg 40.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 40, p. 679—721.
- Tourtletot H. A.** Black shale—its deposition and diagenesis.— *Clays and clay minerals*, 1979, vol. 27, p. 313—321.
- Tucholke B. E., Vogt P. R.** Western North Atlantic: Sedimentary evolution and aspects of tectonic history.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979a, vol. 43, p. 791—825.
- Tucholke B. E., Vogt P.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979b. Vol. 43. 1115 p.
- Urien L. M., Zambrano J. J.** The geology of the basins of the Argentine continental margin and Malvinas Plateau.— In: The ocean basins and margins. N. Y.: Plenum press, 1973, pt 1. The South Atlantic, p. 135—164.
- Vail P. R., Mitchum R. M., jun., Thompson S.** III. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. 4. Global cycles of relative changes in sea level.— *Amer. Assoc. Petrol.-Geol. Mem.*, 1978, vol. 26, p. 83—97.
- Valenzuela E., Herve F.** Geology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands.— In: Antarctic geology and geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 1972, p. 83—89.
- Vallier T. L., Rea D. K., Dean W. E.** et al. The geology of the Hess Rise, Central North Pacific Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 1031—1072.
- Veevers J. J., Heirtzler J. R.** Tectonic and paleogeographic synthesis of Leg 27.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 1049—1054.
- Veevers J. J., Heirtzler J. R.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974. Vol. 27. 1060 p.
- Veevers J. J., Jones J. G., Talent J. A.** Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland.— *Nature*, 1971, vol. 229, N 383, p. 383—388.
- Weaver F. M., Rögl F., Haq B. U.** et al. Paleontological summary of Deep Sea Drilling Results from Leg 35, South Pacific basin.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 35, p. 531—537.
- Webb P. N.** New Zealand Late Cretaceous (Haumurian) Foraminifera and stratigraphy: A summary.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1971, vol. 14, p. 795—828.
- Webb P.** Comments on the reported occurrence of *Globotruncana contusa* (Cushman) from the Upper Cretaceous of James Ross Island, Graham Land.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1972, vol. 15, N 1, p. 183.
- Webb P. N., Neall V. E.** Cretaceous foraminifera in Quaternary deposits from Taylor Valley, Victoria Land.— In: Antarctic geology and geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 1972, p. 653—657.
- Weissel J. R., Hayes D. E.** Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean.— *Antarct. Res.*, 1972, vol. 19, p. 165—196.
- Weissert H.** The environment of deposition of black shales in the Early Cretaceous. An ongoing controversy.— *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 1981, vol. 32, p. 547—560.
- Weissert H., McKenzie J., Hochuli P.** Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean.— *Geology*, 1978, vol. 7, p. 147—151.
- Wilde P., Berry W. B.** Progressive ventilation of the oceans—potential for return to anoxic conditions in the Post-Paleozoic.— In: *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*. L.: Acad. press, 1982, p. 209—224.

- Wilson G. J.* Palynology of deep-sea cores from DSDP Site 275, Southeast Campbell Plateau.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 29, p. 1031—1035.
- Wind F. H.* Late Campanian and Maestrichtian calcareous nannoplankton, biogeography and high latitude biostratigraphy: Ph. D. thesis, Florida State Univ. Tallahassi, 1979.
- Wind F. H., Wise S. W.* Correlation of Upper Campanian-lower Maestrichtian calcareous nannofossil assemblages in drill and piston cores from the Falkland Plateau, Southwest Atlantic Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pt 2, p. 551—563.
- Wise S. W.* Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 71 drilling in the region of the Falkland Plateau, southwest Atlantic Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 71, pt 2, p. 481—563.
- Wise S. W., Ciesielski P. F., McKenzie D. T., Wind F. H.* et al. Paleontologic and paleoenvironmental synthesis for the Southwest Atlantic Ocean basin based on Jurassic to Holocene faunas and floras from the Falkland Plateau.— In: Antarctic geoscience. Madison: Univ. Wis. press, 1982, p. 155—163.
- Wise S. W., Wind F. H.* Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36, drilling on the Falkland Plateau, Atlantic sector of the Southern Ocean.— In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 36, p. 269—492.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Все изображенные экземпляры планктонных и бентосных фораминифер и кальцисферулид происходят из меловых отложений Фолклендского плато (скв. 511)

Т а б л и ц а I

- 1—3. *Schackoina cenomana* (Schacko)
 1—3— вид сбоку: 1 — обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 300$; 2 — обр. 511-47-5, 44—46 см, $\times 250$;
 3 — обр. 511-46 CC, $\times 250$
 4—6. *Schackoina multispinata* (Cushman and Wickenden)
 4, 5 — вид сбоку: 4 — обр. 511-24 CC, $\times 150$; 5 — обр. 511-24-6, 78—80 см, $\times 150$; 6 — вид со стороны устья, обр. 511-24 CC, $\times 150$
 7; 8. *Globigerinelloides eaglefordensis* (Moremann)
 7 — вид сбоку, обр. 511-49-5, 44—46 см, $\times 200$
 8 — вид со стороны устья, обр. 511-49-5, 44—66 см, $\times 200$
 9, 10. *Globigerinelloides gyroidinaeformis* Moullade
 9 — вид сбоку, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 110$; 10 — вид со стороны устья, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 100$

Т а б л и ц а II

- 1, 2. *Globigerinelloides bollii* Pessagno
 1 — вид сбоку, обр. 511-24 CC, $\times 140$; 2 — вид со стороны устья, обр. 511-24 CC, $\times 150$
 3, 4. *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg)
 3 — вид сбоку, обр. 511-42 CC, $\times 250$; 4 — вид со стороны устья, обр. 511-42 CC, $\times 100$
 5, 6. *Globigerinelloides impensus* Sliter
 5 — вид сбоку, обр. 511-24 CC, $\times 140$; 6 — вид со стороны устья, обр. 511-24 CC, $\times 140$
 7—9. *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker)
 7, 8 — вид сбоку, обр. 511-24-5, 78—80 см, $\times 170$; 9 — вид со стороны устья, обр. 511-24-5, 78—80 см, $\times 170$
 10—12. *Hedbergella bornholmensis* Douglas and Rankin
 10 — вид со спиральной стороны, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 200$; 11 — вид с пупочной стороны, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 200$; 12 — вид сбоку, обр. 511-47-6, 44—46 см, $\times 140$

Т а б л и ц а III

- 1—3. *Hedbergella amabilis* Loeblich and Tappan
 1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-54-2, 34—36 см, $\times 300$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-54-2, 34—36 см, $\times 300$; 3 — вид сбоку, обр. 511-54-2, 34—36 см, $\times 300$
 4—6. *Hedbergella delrioensis* (Carsey)
 4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-52-7, 14—16 см, $\times 200$; 5 — вид с пупочной стороны, обр. 511-52-7, 14—16 см, $\times 140$; 6 — вид сбоку, обр. 511-52-7, 14—16 см, $\times 250$
 7—9. *Hedbergella infracretacea* (Glaessner)
 7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-54-4, 34—36 см, $\times 300$; 8 — вид с пупочной стороны, обр. 511-54-4, 34—36 см, $\times 300$; 9 — вид сбоку, обр. 511-54-4, 34—36 см, $\times 300$
 10—12. *Hedbergella aff. infracretacea* (Glaessner)
 10 — вид со спиральной стороны, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 100$; 11 — вид с пупочной стороны, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 100$; 12 — вид сбоку, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 100$
 13—15. *Hedbergella aff. simplicissima* (Magné and Sigal)
 13 — вид со спиральной стороны, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 100$; 14 — вид с пупочной стороны, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 100$; 15 — вид сбоку, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 120$

Т а б л и ц а IV

- 1—3. *Hedbergella globigerinellinoides* (Subbotina)
 1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-50-4, 44—46 см, $\times 300$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-50-4, 44—46 см, $\times 270$; 3 — вид сбоку, обр. 511-50-4, 44—46 см, $\times 270$
 4—7. *Hedbergella planispira* (Tappan)
 4, 5 — вид со спиральной стороны: 4 — обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 300$; 5 — обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 260$; 6 — вид с пупочной стороны, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 260$; 7 — вид сбоку, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 260$
 8—10. *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi)
 8 — вид со спиральной стороны, обр. 511-57-4, 44—46 см, $\times 120$; 9 — вид с пупочной стороны, обр. 511-57-4, 44—46 см, $\times 130$; 10 — вид сбоку, обр. 511-57-4, 44—46 см, $\times 130$
 11—13. *Hedbergella brittonensis* Loeblich and Tappan
 11 — вид со спиральной стороны, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 150$; 12 — вид с пупочной стороны, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 130$; 13 — вид сбоку, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 150$

Т а б л и ц а V

- 1—3. *Hedbergella portsdownensis* (Williams-Mitchell)
 1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 150$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 180$; 3 — вид сбоку, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 180$
 4—6. *Hedbergella crassa* (Bolli)
 4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-41 CC, $\times 250$; 5 — вид с пупочной стороны, обр. 511-41 CC, $\times 160$; 6 — вид сбоку, обр. 511-36-3, 104—106 см, $\times 250$
 7—9. *Hedbergella monmouthensis* (Olsson)
 7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 200$; 8 — вид с пупочной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 180$; 9 — вид сбоку, обр. 511-24 CC, $\times 200$

Т а б л и ц а VI

- 1—3. *Hedbergella holzli* (Hagn and Zeil)
 1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-46 CC, $\times 160$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-46 CC, $\times 220$; 3 — вид сбоку, обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 300$
 4, 5. *Hedbergella loetterli* (Nauss)
 4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-36-3, 104—106 см, $\times 200$; 5 — вид с пупочной стороны, обр. 511-41 CC, $\times 240$
 6—8. *Hedbergella* sp. 1
 6 — вид со спиральной стороны, обр. 511-52-1, 60—62 см, $\times 275$; 7 — вид с пупочной стороны, обр. 511-52-1, 60—62 см, $\times 220$; 8 — вид сбоку, обр. 511-52-1, 60—62 см, $\times 200$
 9—11. *Hedbergella* sp. 2
 9 — вид со спиральной стороны, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 200$; 10 — вид с пупочной стороны, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 200$; 11 — вид сбоку, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 200$

Т а б л и ц а VII

- 1—3. *Ticinella roberti* (Gandolfi)
 1 — вид с пупочной стороны, обр. 511-56-1, 119—121 см, $\times 100$; 2 — вид со спиральной стороны, обр. 511-56-1, 119—121 см, $\times 100$; 3 — вид сбоку, обр. 511-56-1, 119—121 см, $\times 100$
 4—6. *Globotruncanella inornata* (Bolli)
 4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-47-4, 44—46 см, $\times 200$; 5 — вид с пупочной стороны, обр. 511-47-4, 44—46 см, $\times 200$; 6 — вид сбоку, обр. 511-47-4, 44—46 см, $\times 260$
 7—9. *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin
 7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-43 CC, $\times 180$; 8 — вид с пупочной стороны, обр. 511-43 CC, $\times 200$; 9 — вид сбоку, обр. 511-43 CC, $\times 200$
 10. *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel)
 Вид со спиральной стороны, обр. 511-49-5, 102—104 см, $\times 100$

Т а б л и ц а VIII

- 1—4. *Praeglobotruncana* aff. *oraviensis* Scheibnerova.
 1, 2 — вид со спиральной стороны: 1 — обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 120$; 2 — обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 100$; 3 — вид с пупочной стороны, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 120$; 4 — вид сбоку, обр. 511-48-1, 35—37 см, $\times 100$
 5—7. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno (высококониическая форма)
 5 — вид со спиральной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 100$; 6 — вид с пупочной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 120$; 7 — вид сбоку, обр. 511-42 CC, $\times 120$
 8—10. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno (низкокониическая форма)

8 — вид со спиральной стороны, обр. 511-46 CC, $\times 120$; 9 — вид с пупочной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 150$; 10 — вид сбоку, обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 120$

11—13. *Globotruncana plummerae* Gandolfi

11 — вид со спиральной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 120$; 12 — вид с пупочной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 120$; 13 — вид сбоку, обр. 511-42 CC, $\times 120$

Т а б л и ц а IX

1—3. *Globotruncana cretacea* (d'Orbigny)

1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-34 CC, $\times 100$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-34 CC, $\times 120$; 3 — вид сбоку, обр. 511-34-5, 46—48 см, $\times 120$

4—6. *Globotruncana pseudolinneiana* Pessagno

4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-41 CC, $\times 100$; 5 — вид с пупочной стороны, обр. 511-47 CC, $\times 100$; 6 — вид сбоку, обр. 511-41 CC, $\times 150$

7—9. *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny)

7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-33-4, 122—124 см, $\times 100$; 8 — вид с пупочной стороны, обр. 511-33-4, 122—124 см, $\times 140$; 9 — вид сбоку, обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 150$

10—12 *Globotruncana arca* (Cushman)

10 — вид со спиральной стороны, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 100$; 11 — вид с пупочной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 100$; 12 — вид сбоку, обр. 511-42 CC, $\times 100$

Т а б л и ц а X

1—3. *Globotruncana coronata* Bolli

1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-35-2, 70—72 см, $\times 160$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-35-2, 70—72 см, $\times 160$; 3 — вид сбоку, обр. 511-35-2, 70—72 см, $\times 150$

4—7. *Globotruncana marginata* (Reuss)

4, 5 — вид со спиральной стороны, обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 90$; 6 — вид с пупочной стороны, обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 90$; 7 — вид сбоку, обр. 511-36-3, 104—106 см, $\times 90$

8—12. *Globotruncana bulloides* Vogler

8, 9 — вид со спиральной стороны, обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 120$; 10 — вид с пупочной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 120$; 11, 12 — вид сбоку: 11 — обр. 511-42 CC, $\times 120$; 12 — обр. 511-42 CC, $\times 140$

Т а б л и ц а XI

1—4. *Globotruncana globigerinoides* Brotzen

1, 3 — вид со спиральной стороны: 1 — обр. 511-35-2, 70—72 см, $\times 200$; 3 — обр. 511-35-2, 70—72 см, $\times 200$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-35-2, 70—72 см, $\times 200$; 4 — вид сбоку, обр. 511-34-5, 46—48 см, $\times 120$

5—7. *Rugoglobigerina pustulata* Bronnimann

5 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 140$; 6 — вид сбоку, обр. 511-24 CC, $\times 180$; 7 — вид с пупочной стороны, обр. 24 CC, $\times 150$

8—10. *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg)

8—10 вид сбоку: 8 — обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 100$; 9 — обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 110$; 10 — обр. 511-24-4, 78—80 см, $\times 100$

Т а б л и ц а XII

1—4. *Rugoglobigerina pilula* Belford

1, 2 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 140$; 3 — вид с пупочной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 140$; 4 — вид сбоку, обр. 511-24 CC, $\times 140$

5—8. *Rugoglobigerina rotundata* Bronnimann

5 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24-5, 78—80 см, $\times 150$; 6 — вид с пупочной стороны, обр. 511-24-5, 78—80 см, $\times 170$; 7, 8 — вид сбоку, обр. 511-24-5, 78—80 см, $\times 150$

9, 10. *Heterohelix glabrans* (Cushman)

9, 10 — вид сбоку: 9 — обр. 511-24-4, 78—80 см, $\times 140$; 10 — обр. 511-24-4, 78—80 см, $\times 130$

Т а б л и ц а XIII

1, 2. *Planoglobulina carseyae* (Plummer)

1, 2 — вид сбоку: 1 — обр. 511-24-3, 78—80 см, $\times 140$; 2 — обр. 511-24-3, 78—80 см, $\times 110$

3, 4. *Heterohelix reussi* (Cushman)

3, 4 — вид сбоку: 3 — обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 170$; 4 — обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 200$

5—7. *Heterohelix pulchra* (Brotzen)

5—7: 5 — обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 130$; 6 — обр. 511-24-3, 78—80 см, $\times 200$; 7 — обр. 511-45-1, 98—100 см, $\times 300$

8, 9. *Heterohelix rumseyensis* Douglas

8, 9 — вид сбоку: 8 — обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 140$; 9 — обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 130$

10. *Heterohelix* sp. 1

Вид сбоку, обр. 511-36-1, 70—72 см, $\times 270$

Т а б л и ц а XIV

1, 2. *Clavulina gabonica* Le Calvez, de Klasz and Brun

1, 2 — вид сбоку, обр. 511-56-1, 119—121 см: 1 — $\times 45$, 2 — $\times 55$

3. *Gaudryina dividens* Grabert

Вид сбоку, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 65$

4, 5. *Dorothia trochoides* (Marsson)

Вид сбоку, обр. 511-52 CC, $\times 100$

6. *Dorothia gradata* (Berthelin)

Вид сбоку, обр. 511-50 CC, $\times 85$

7. *Uvigerinammina jankoi* Majzon

Вид сбоку, обр. 511-51-1, 60—62 см, $\times 100$

8. *Lingulina loryi* (Berthelin)

Вид сбоку, обр. 511-54 CC, $\times 190$

9, 10. *Lingulina nodosaria* Reuss

Вид сбоку, обр. 511-52-7, 14—16 см, $\times 160$

11. *Tribrachia australiana* Ludbrook

Вид сбоку, обр. 511-54-4, 34—36 см, $\times 80$

12. *Astacolus crepidularis* (Roemer)

Вид сбоку, обр. 511-52-3, 60—62 см, $\times 100$

13—15. *Gyroidinoides primitiva* Hofker

13 — вид с пупочной стороны, обр. 511-54 CC, $\times 100$; 14 — вид со спиральной стороны, обр. 511-54 CC, $\times 100$; 15 — вид сбоку, обр. 511-54 CC, $\times 100$

Т а б л и ц а XV

1, 2. *Stensioina* sp.

1 — вид с пупочной стороны, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 110$; 2 — вид со спиральной стороны, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 110$

3, 4. *Orithostella australiana* Scheibnerova

3 — вид с пупочной стороны, обр. 511-52-3, 60—62 см, $\times 100$; 4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-52-3, 60—62 см, $\times 100$

5, 6. *Osangularia utaturiensis* (Sastri and Sastri)

5 — вид со спиральной стороны, обр. 511-51 CC, $\times 130$

6 — вид с пупочной стороны, обр. 511-51 CC, $\times 130$

7, 8. *Conorboides minutissima* (Tappan)

7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-51-6, 60—62 см, $\times 100$; 8 — вид с пупочной стороны, обр. 511-51-6, 60—62 см, $\times 160$

9, 10. *Anomalinoidea indica* (Sastri and Sastri)

9 — вид с пупочной стороны, обр. 511-52-3, 60—62 см, $\times 100$; 10 — вид со стороны устья, обр. 511-52-3, 60—62 см, $\times 100$

11. *Spirillina minima* Schacko

Вид сбоку, обр. 511-51 CC, $\times 110$

12. *Spirillina elongata* Bielecka and Pozaryska

Вид сбоку, обр. 511-50 CC, $\times 120$

Т а б л и ц а XVI

1. *Patellina subcretacea* Cushman and Alexander

Вид с пупочной стороны, обр. 511-51 CC, $\times 90$

2. *Patellina* sp.

Вид со спиральной стороны, обр. 511-50 CC, $\times 120$

3. *Pseudopatellinella* sp.

Вид со спиральной стороны, обр. 511-50-1, 18—20 см, $\times 160$

4, 5. *Patellinella australis* Lambert and Scheibnerova

4 — вид сбоку, обр. 511-51 CC, $\times 100$; 5 — вид со спиральной стороны, обр. 511-51 CC, $\times 100$

6. *Spirobolevina australis* Scheibnerova

Вид сбоку, обр. 511-51-3, 60—62 см, $\times 85$

7. *Hyperammina elongata* Brady

Вид сбоку, обр. 511-47-6, 44—46 см, $\times 60$

- 8, 9. *Glomospira corona* Cushman and Jarvis
8 — вид сбоку, обр. 511-41-2, 26—28 см, $\times 100$; 9 — вид со стороны устья, обр. 511-41-2, 26—28 см, $\times 100$
10. *Glomospira gordialis* (Jones and Parker)
Вид сверху, обр. 511-48-4, 98—100 см, $\times 85$
11. *Harporagmoides bulloides* (Beissel)
Вид со стороны устья, обр. 511-45 CC, $\times 110$
12. *Ammodiscus cretaceus* (Reuss)
Вид сбоку, обр. 511-49-1, 44—46 см, $\times 150$
13. *Ammodiscus glabratus* Cushman and Jarvis
Вид сбоку, обр. 511-45 CC, $\times 200$
14. *Nodosaria aspera* Reuss
Вид сбоку, обр. 511-42-2, 114—116 см, $\times 80$
15. *Fronicularia mucronata* Reuss
Вид сбоку, обр. 511-28-6, 90—92 см, $\times 55$

Т а б л и ц а XVII

1. *Marginulinopsis juncea* (Cushman)
Вид сбоку, обр. 511-31-6, 0—4 см, $\times 90$
2. *Marginulinopsis stephensoni* (Cushman)
Вид сбоку, обр. 511-31-6, 0—4 см, $\times 90$
3. *Marginulinopsis texaensis* (Cushman)
Вид сбоку, обр. 511-28-7, 25—28 см, $\times 80$
4. *Marginulina bullata* Reuss
Вид сбоку, обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 100$
5. *Dentalina catenula* Reuss
Вид сбоку обр. 511-23-1, 3—4 см, $\times 70$
6. *Dentalina cylindroides* Reuss
Вид сбоку, обр. 511-47-3, 44—46 см, $\times 100$
7. *Dentalina legumen* Reuss
Вид сбоку, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 50$
8. *Globulina lacrima* Reuss
Вид сбоку, обр. 511-32 CC, $\times 100$
9. *Ramulina aculeata* (d'Orbigny)
Вид сбоку, обр. 511-23 CC, $\times 50$
10. *Ramulina pseudoaculeata* (Olsson)
Вид сбоку, обр. 511-31-4, 45—48 см, $\times 100$
- 11—13. *Valvulinaria camerata* Brotzen
11, 12 — вид со спиральной стороны: 11 — обр. 511-33-6, 74—76 см, $\times 210$; 12 — обр. 511-24-6, 78—80 см, $\times 130$; 13 — вид с пупочной стороны, обр. 511-33-6, 74—76 см, $\times 210$
- 14—16. *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny)
14 — вид с пупочной стороны, обр. 511-42-3, 114—116 см, $\times 120$; 15 — вид со спиральной стороны, обр. 511-42 CC, $\times 90$; 16 — вид сбоку, обр. 511-42 CC, $\times 110$

Т а б л и ц а XVIII

- 1, 2. *Globorotalites conicus* (Carsey)
1 — вид с пупочной стороны, обр. 511-47-1, 44—46 см, $\times 80$; 2 — вид сбоку, обр. 511-47-1, 44—46 см, $\times 140$
3. *Globorotalites spineus* (Cushman)
Вид сбоку, обр. 511-23 CC, $\times 110$
- 4, 5. *Gyroidinoides nitidus* (Reuss)
4 — вид с пупочной стороны, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 110$; 5 — вид со стороны устья, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 110$
- 6—8. *Gyroidinoides quadratus* (Cushman and Church)
6 — вид с пупочной стороны, обр. 511-24-6, 78—80 см, $\times 110$; 7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24-6, 78—80 см, $\times 110$; 8 — вид со стороны устья, обр. 511-24-6, 78—80 см, $\times 110$
- 9—11. *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny)
9 — вид с пупочной стороны, обр. 511-31-1, 113—116 см, $\times 120$; 10 — вид со спиральной стороны, обр. 511-28-6, 90—92 см, $\times 130$; 11 — вид со стороны устья, обр. 511-31-1, 113—116 см, $\times 120$
- 12, 13. *Nuttallinella florealis* (White)

12 — вид с пупочной стороны, обр. 511-40 CC, $\times 90$; 13 — вид со спиральной стороны, обр. 511-40 CC, $\times 90$

14, 15. *Gavelinella stephensoni* (Cushman)

14 — вид со спиральной стороны, обр. 511-34 CC, $\times 100$; 15 — вид с пупочной стороны, обр. 511-34 CC, 100

Т а б л и ц а XIX

1—3. *Gavelinella compressa* Sliter

1 — вид со спиральной стороны, обр. 511-46-3, 44—46 см, $\times 100$; 2 — вид с пупочной стороны, обр. 511-46-2, 44—46 см, $\times 100$; 3 — вид со стороны устья, обр. 511-46-3, 44—46 см, $\times 100$

4, 5. *Gavelinella whitei* (Martin)

4 — вид со спиральной стороны, обр. 511-23 CC, $\times 140$; 5 — вид с пупочной стороны, обр. 511-23 CC, $\times 140$

6. *Pullenia jarvisi* Cushman

Вид сбоку, обр. 511-44-3, 44—46 см, $\times 100$

7, 8. *Pullenia coryelli* White

7 — вид сбоку, обр. 511-23 CC, $\times 100$; 8 — вид со стороны устья, обр. 511-23 CC, $\times 100$

9, 10. *Allomorphina minuta* Cushman

9 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 210$; 10 — вид с пупочной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 210$

11—13. *Quadriformina allomorphinoides* (Reuss)

11 — вид со спиральной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 65$; 12 — вид с пупочной стороны, обр. 511-24 CC, $\times 70$; 13 — вид со стороны устья, обр. 511-24 CC, $\times 85$

Т а б л и ц а XX

1—3. *Reussella szajnochae* (Grzybowski)

Вид сбоку, обр. 511-23 CC, $\times 60$

4. *Pleurostomella subnodosa* Reuss

Вид сбоку со стороны устья, обр. 511-28-6, 90—92 см, $\times 70$

5, 6. *Pleurostomella torta* Cushman

5 — вид со стороны устья, обр. 511-31-3, 50—52 см, $\times 60$; 6 — вид сбоку, обр. 511-31-3, 50—52 см, $\times 60$

7. *Ellipsoidella primitiva* (Cushman)

Вид сбоку, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 70$

8. *Ellipsoidella robusta* (Cushman)

Вид сбоку, обр. 511-23 CC, $\times 80$

9. *Bandyella greatvalleyensis* (Trujillo)

Вид со стороны устья, обр. 511-46-3, 44—46 см, $\times 65$

10—13. *Pithonella thayeri* Bolli

10 — вид со стороны устья, обр. 511-51 CC, $\times 600$; 11 — вид сбоку, обр. 511-51 CC, $\times 600$

12 — вид внешней поверхности с плитчатыми кристаллами неправильной формы, обр. 511-51 CC, $\times 2000$; 13 — вид однослойной стенки, обр. 511-51 CC, $\times 2000$

Т а б л и ц а XXI

1—3. *Pithonella loricata* Krasheninnikov and Basov

1 — общий вид, обр. 511-55-3, 34—36 см, $\times 600$; 2 — вид стенки с двумя слоями, обр. 511-55-3, 34—36 см, $\times 1500$; 3 — вид внешней поверхности с плитчатыми кристаллами неправильного очертания, обр. 511-55-3, 34—36 см, $\times 2000$

4—6. *Pithonella sheilasantawae* Bolli

4 — вид сбоку, обр. 511-50-3, 44—46 см, $\times 600$; 5 — вид внешней поверхности с кристаллами одинаковой формы и приблизительно равного размера, образующими структуру типа «булыжной мостовой», обр. 511-50-3, 44—46 см, $\times 2000$; 6 — вид стенки с двумя слоями и гладкой внутренней поверхностью, обр. 511-50-3, 44—46 см, $\times 2000$

7—9. *Pithonella squalida* Krasheninnikov and Basov

7 — общий вид, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 1000$; 8 — вид стенки с двумя слоями, обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 2000$; 9 — вид внешней поверхности с кристаллами, образующими структуру типа «булыжной мостовой», обр. 511-49-5, 120—122 см, $\times 2000$

Т а б л и ц а XXII

1—3. *Pithonella squamosa* Krashenninnikov and Basov

1 — вид сбоку, обр. 511-50 CC, $\times 600$; 2 — вид внешней поверхности с плитчатыми кристаллами неправильной формы, обр. 511-50 CC, $\times 2000$; 3 — вид стенки с двумя слоями и пустотами между ними, обр. 511-50 CC, $\times 2000$

4—6. *Pithonella miniaperta* Krashenninnikov and Basov

4 — общий вид, обр. 511-50-3, 44—46 см, $\times 600$; 5 — вид стенки с тремя слоями и относительно ровной внутренней поверхностью, образованной плоскими кристаллами, обр. 511-50-3, 44—46 см, $\times 2000$; 6 — вид внешней поверхности с плитчатыми кристаллами, обр. 511-50-3, 44—46 см, $\times 2000$

7—9. *Pithonella transitoria* Krashenninnikov and Basov

7 — вид со стороны устья, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 600$; 8 — вид стенки с двумя слоями, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 2000$; 9 — вид приустьевой части раковины, обр. 511-41-3, 55—57 см, $\times 2000$

Т а б л и ц а XXIII

1—4. *Pithonella krashenninnikovi* Bolli

1, 2 — вид сбоку, обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 500$; 3 — вид внешней поверхности с маленькими удлиненными кристаллами, обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 2000$; 4 — вид стенки с тонким внешним слоем, сложенным мелкими столбчатыми кристаллами, и относительно толстым внутренним слоем, состоящим из крупных массивных кристаллов, обр. 511-25 CC, $\times 3000$

5—8. *Pithonella usheri* Krashenninnikov and Basov

5, 6 — вид сбоку, обр. 511-25 CC, $\times 500$; 7 — вид внешней поверхности с маленькими удлиненными кристаллами, образующими сетку, обр. 511-25 CC, $\times 2000$; 8 — вид стенки с тонким внешним слоем, сложенным мелкими столбчатыми кристаллами и относительно толстым внутренним слоем, состоящим из крупных массивных кристаллов, обр. 511-25 CC, $\times 3000$

Т а б л и ц а XXIV

1—3. *Pithonella bimacellata* Pflaumann and Krashenninnikov

1 — вид со стороны устья, обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 700$; 2 — вид внешней поверхности с маленькими удлиненными кристаллами внутреннего слоя (вверху справа), обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 2000$; 3 — вид внешнего слоя, сложенного мелкими столбчатыми кристаллами, и поверхности внутреннего слоя, образованного крупными массивными кристаллами, обр. 511-25 CC, $\times 3500$

4, 5. *Pithonella cylindrica* Pflaumann and Krashenninnikov

4 — вид сбоку, обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 500$; 5 — вид стенки с тонким внешним слоем, сложенным мелкими столбчатыми кристаллами, и толстым внутренним слоем, состоящим из крупных массивных кристаллов, обр. 511-24-7, 15—17 см, $\times 5000$

6—8. *Sliteria pentagonalis* Krashenninnikov and Basov

6 — вид молодой особи, обр. 511-42 CC, $\times 600$; 7 — вид взрослой особи, обр. 511-42 CC, $\times 600$; 8 — вид однослойной стенки и гладкой внутренней поверхности с мелкими порами, обр. 511-42 CC, $\times 2000$

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ	5
Региональная стратиграфия мезозойских отложений высоких широт Южного океана	5
Фолклендское плато	7
Юра	13
Средняя юра? — базальные слои верхней юры	13
Верхняя юра	13
Келловей — нижний оксфорд	13
Верхний оксфорд — нижний титон	14
Мел	15
Нижний мел	15
Неоком — апт	16
Апт	17
Альб	17
Верхний мел	19
Сеноман	19
Турон	20
Коньяк — сантон	21
Сантон	22
Кампан	23
Верхний кампан — нижний маастрихт	24
Юго-восточная часть Атлантического океана	26
Плато Сан-Паулу и возвышенность Риу-Гранди	29
Индийский океан	32
Тихий океан (море Беллинсгаузена, плато Кэмпбелл)	36
Меловые отложения смежных континентов	37
Южная Америка	37
Южная Африка	39
Австралия	40
Новая Зеландия	43
Антарктида	44
Общие черты стратиграфической шкалы мела Южного океана и корреляция с тепловодной областью	47
Сводный разрез меловых отложений Южного океана	47
Основные черты фауны планктонных фораминифер австралийской (умеренной) области	50
Сопоставление с меловыми осадками тепловодной области и палеоклиматическая зональность	53
Климатические колебания в высоких широтах южного полушария в меловое время	56
История геологического развития Южного океана в позднем мезозое	64
Периоды стагнации и накопление черных глин в позднемезозойском Атлантическом океане	82
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ	109
Планктонные фораминиферы	110
Семейство Schackoinidae Pokorný, 1958	110
Род Schackoina Thalmann, 1932	110
Семейство Planomaliniidae Bolli, Loeblich and Tappan, 1957	110
Род Globigerinelloides Cushman and ten Dam, 1948	110
Семейство Rotaliporidae Sigal, 1958	112
Род Hedbergella Bronnimann and Brown, 1958	112
Род Ticinella Reichel, 1950	117
Семейство Globotruncanidae Brotzen, 1942	118
Род Globotruncanella Reiss, 1957	118
Род Whiteinella Pessagno, 1967	118
Род Praeglobotruncana Bermudez, 1952	118
Род Archaeoglobigerina Pessagno, 1967	119
Род Globotruncana Cushman, 1927	119
Род Rugoglobigerina Bronnimann, 1952	120
Семейство Heterohelicidae Cushman, 1927	123
Род Planoglobulina Cushman, 1927	123
Род Heterohelix Ehrenberg, 1843	123

Бентосные фораминиферы	125
Семейство Hyperamminidae Eimer et Fickert, 1899	125
Род Hyperammina Brady, 1878	125
Семейство Ammodiscidae Rhumbler, 1895	125
Род Glomospira Rzehak, 1888	125
Род Ammodiscus Reuss, 1861	126
Семейство Lituolidae Reuss, 1861	126
Род Haplophragmoides Cushman, 1910	126
Семейство Ataxophragmiidae Schwager, 1877	127
Род Gaudryina d'Orbigny, 1839	127
Род Uvigerinammina Majzon, 1943	127
Род Clavulina d'Orbigny, 1826	127
Род Dorothis Plummer, 1931	127
Семейство Lagenidae Schultze, 1854	128
Род Nodosaria Lamarck, 1812	128
Род Lingulinad' Orbigny, 1826	128
Род Frondicularia Defrance, 1826	129
Род Tribachia Schubert, 1912	129
Род Astaculus Montfort, 1808	130
Род Marginulinopsis Silvestri, 1904	130
Род Marginulina d'Orbigny, 1826	131
Род Dentalina d'Orbigny, 1839	131
Семейство Polymorphinidae d'Orbigny, 1839	132
Род Globulina d'Orbigny, 1839	132
Род Ramulina Jones, 1875	132
Семейство Discorbidae Ehrenberg, 1838	133
Род Valvulineria Cushman, 1926	133
Род Globorotalites Brotzen, 1942	133
Род Gyroidinoides Brotzen, 1942	134
Семейство Lingulogavelinellidae Scheibnerova, 1972	135
Род Orithostella Eicher and Worstel, 1970	135
Семейство Pseudoparrellidae Voloshinova, 1952	135
Род Osangularia Brotzen, 1940	135
Семейство Ceratobuliminidae Cushman, 1927	135
Род Conorboides Hofker, 1952	135
Семейство Epistomariidae Hofker, 1954	136
Род Nuttallinella Belford, 1959	136
Семейство Anomalinidae Cushman, 1927	136
Род Anomalinoides Brotzen, 1942	136
Род Gavelinella Brotzen, 1942	136
Семейство Nonionidae Schultze, 1854	137
Род Pullenia Parker et Jones 1862	138
Семейство Spirillinidae Reuss, 1862	138
Род Spirillina Ehrenberg, 1843	138
Род Patellina Williamson, 1858	138
Род Patellinella Cushman, 1928	138
Род Pseudopatellinella Takayanagi, 1960	139
Семейство Chilostomellidae Brady, 1881	139
Род Allomorphina Szjzek, 1848	139
Род Quadrimorphina Finlay, 1939	139
Семейство Buliminidae Jones, 1875	139
Род Reussella Galloway, 1933	139
Семейство Pleurostomellidae Reuss, 1860	140
Род Pleurostomella Reuss, 1860	140
Род Ellipsoidella Heron-Allen et Earland, 1910	140
Род Bandyella Loeblich and Tappan, 1962	141
Семейство Bolivinitidae Cushman, 1927	141
Род Spirobovina Hofker, 1956	141
Кальцисферулиды	141
Семейство Calcisphaerulidae Bonet, 1956	141
Род Pithonella Lorenz, 1901	141
Род Sliteria Krashennikov and Basov, 1983	145
Заключение	147
Литература	151
Объяснения к таблицам I—XXIV	164

CONTENTS

Introduction	3
STRATIGRAPHY AND GEOLOGICAL EVOLUTION	5
Regional stratigraphy of the Mesozoic deposits in high latitudes of the Southern Ocean	5
Falkland Plateau	7
Jurassic	13
Middle Jurassic?— Lowermost Upper Jurassic	13
Upper Jurassic	13
Callovian — lower Oxfordian	13
Upper Oxfordian — lower Tithonian	14
Cretaceous	15
Lower Cretaceous	15
Neocomian — Aptian	16
Aptian	17
Albian	17
Upper Cretaceous	19
Cenomanian	19
Turonian	20
Coniacian — Santonian	21
Santonian	22
Campanian	23
Upper Campanian — lower Maestrichtian	24
South-eastern Atlantic Ocean	26
Sao-Paulo Plateau and Rio-Grande Rise	29
Indian Ocean	32
Pacific Ocean (Bellingshausen Sea, Campbell Plateau)	36
Cretaceous deposits of the adjacent continents	37
Southern America	37
Southern Africa	39
Australia	40
New Zealand	43
Antarctica	44
General features of the Cretaceous stratigraphic scale of the Southern Ocean and correlation with warm-water area	47
Combined section of Cretaceous deposits in the Southern Ocean	47
Main features of planktonic foraminiferal fauna of the Austral (temperate) region	50
Correlation with Cretaceous sediments of warm-water area and paleoclimatic zonation	53
Climatic variations in high latitudes of the Southern Hemisphere during the Cretaceous	56
Geological history of the Southern Ocean during the Late Mesozoic	64
Periods of stagnation and black shale accumulation in the Atlantic Ocean during the Late Mesozoic	83
PALEONTOLOGICAL PART	109
Planktonic foraminifers	110
Family Schackoinidae Pokorny, 1958	110
Genus Schackoina Thalmann, 1932	110
Family Planomaliniidae Bolli, Loeblich and Tappan, 1957	110
Genus Globigerinelloides Cushman and ten Dam, 1948	110
Family Rotaliporidae Sigal, 1958	112
Genus Hedbergella Bronnimann and Brown, 1958	112
Genus Ticinella Reichel, 1950	117
Family Globotruncanidae Brotzen, 1942	118
Genus Globotruncanella Reiss, 1957	118
Genus Whiteinella Pessagno, 1967	118
Genus Praeglobotruncana Bermudez	118
Genus Archaeoglobigerina Pessagno, 1967	119
Genus Globotruncana Cushman, 1927	119
Genus Rugoglobigerina Bronnimann, 1952	120
Family Heterohelicidae Cushman, 1927	123
Genus Planoglobulina Cushman, 1927	123
Genus Heterohelix Ehrenberg, 1843	123

Benthonic foraminifers	125
Family Hyperamminidae Eimer et Fickert, 1899	125
Genus Hyperammina Brady, 1878	125
Family Ammodiscidae Rhumbler, 1895	125
Genus Glomospira Rzehak, 1888	125
Genus Ammodiscus Reuss, 1861	126
Family Lituolidae Reuss, 1861	126
Genus Haplophragmoides Cushman, 1910	126
Family Ataxophragmiidae Schwager, 1877	127
Genus Gaudryina d'Orbigny, 1839	127
Genus Uvigerinammina Majzon, 1943	127
Genus Clavulina d'Orbigny, 1826	127
Genus Dorothis Plummer, 1931	127
Family Lagenidae Schultze, 1854	128
Genus Nodosaria Lamarck, 1812	128
Genus Lingulina d'Orbigny, 1826	129
Genus Frondicularia DeFrance, 1826	129
Genus Tribrachia Schubert, 1912	129
Genus Astacolus Montfort, 1808	130
Genus Marginulinopsis Silvestri, 1904	130
Genus Marginulina d'Orbigny, 1826	131
Genus Dentalina d'Orbigny, 1839	131
Family Polymorphinidae d'Orbigny, 1839	132
Genus Globulina d'Orbigny, 1839	132
Genus Ramulina Jones, 1875	132
Family Discorbidae Ehrenberg, 1838	133
Genus Valvulinera Cushman, 1926	133
Genus Globorotalites Brotzen, 1942	134
Genus Gyroidinoides Brotzen, 1942	134
Genus Stensioina Brotzen, 1936	134
Family Lingulogavelinellidae Scheibnerova, 1972	135
Genus Orithostella Eicher and Worstel, 1970	135
Family Pseudoparrellidae Voloshinova, 1952	135
Genus Osangularia Brotzen, 1940	135
Family Ceratobuliminidae Cushman, 1927	135
Genus Conorboides Hofker, 1952	135
Family Epistomarridae Hofker, 1954	136
Genus Nuttallinella Belford, 1959	136
Family Anomalinidae Cushman, 1927	136
Genus Anomalinoides Brotzen, 1942	136
Genus Gavelinella Brotzen, 1942	136
Family Epistomarridae Hofker, 1954	136
Genus Pullenia Parker et Jones, 1862	137
Family Spirillinidae Reuss, 1862	138
Genus Spirillina Ehrenberg, 1843	138
Genus Patellina Williamson, 1858	138
Genus Patellinella Cushman, 1928	138
Genus Pseudopatellinella Takayanagi, 1960	139
Family Chilostomellidae Brady, 1881	139
Genus Allomorphina Szjzek, 1848	139
Genus Quadrimorphina Finlay, 1939	139
Family Buliminidae Jones, 1875	139
Genus Reussella Galloway, 1933	139
Family Pleurostomellidae Reuss, 1860	140
Genus Pleurostomella Reuss, 1860	140
Genus Ellipsoidella Heron—Allen et Earland, 1910	140
Genus Bandyella Loeblich and Tappan, 1962	141
Family Bolivinitidae Cushman, 1927	141
Genus Spiroboivina Hofker, 1956	141
Calcisphaerulids	141
Family Calcisphaerulidae Bonet, 1956	141
Genus Pithonella Lorenz, 1901	141
Genus Sliteria Krashennikov and Basov, 1983	145
Conclusion	147
References	151
Commentaries to Tables I — XXIV	164

**Валерий Аркадьевич
Крашенинников**

**Иван Алексеевич
Басов**

**СТРАТИГРАФИЯ МЕЛА
ЮЖНОГО ОКЕАНА**

**Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР**

**Редактор И.М. Ерофеева
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Г.П. Каремни
Корректор Н.И. Харламова**

3 р. 20 к.

