



В.А.Крашенинников, И.А.Басов

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.А. Крашенинников И.А. Басов

СТРАТИГРАФИЯ
КАЙНОЗОЯ
ЮЖНОГО ОКЕАНА

Труды, вып. 410



МОСКВА
"НАУКА"
1986

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V. A. Krasheninnikov I. A. Basov
**CENOZOIC STRATIGRAPHY
OF THE SOUTHERN OCEAN**

Transactions, vol. 410

Крашенинников В. А., Басов И. А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 208 с. (Тр./ГИН; Вып. 410).

Книга посвящена стратиграфии кайнозойских отложений высоких широт южного полушария — приантарктической части океана и южных оконечий Новой Зеландии, Австралии и Южной Америки. Рассматривается геологическая и климатическая история этого региона. На основании планктонных фораминифер дается корреляция с кайнозоем тепловодной области. Приводятся изображения характерных видов планктонных фораминифер палеогена.

Табл. 9, ил. 48 + 32 табл. микрофото, библиогр. 341 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

Предлагаемая читателю работа посвящена вопросам биостратиграфии кайнозойских отложений высоких широт южного полушария и истории развития этого чрезвычайно интересного и важного в геологическом отношении региона в течение кайнозоя. Она является непосредственным продолжением опубликованной ранее авторами монографии "Стратиграфия мела Южного океана" [1985], в которой детально рассмотрены геологическая история и эволюция осадконакопления в высоких широтах южного полушария на ранних этапах развития Южного океана.

Хотя кайнозойские отложения в высоких широтах южного полушария развиты достаточно широко и вопросам их биостратиграфии посвящено немало работ, они остаются все еще слабо изученными. Это объясняется прежде всего тем, что до недавнего времени доступными для непосредственного исследования являлись разрозненные и далеко не полные разрезы кайнозойских отложений на континентах, где морские палеогеновые и неогеновые осадки часто имеют ограниченное распространение и недостаточную палеонтологическую характеристику. Наиболее полная информация о строении и составе кайнозойских отложений и содержащихся в них умеренноводных и холодноводных комплексах планктонных фораминифер и наннопланктона была получена новозеландскими геологами при изучении разрезов кайнозоя на Южном острове Новой Зеландии.

Положение изменилось в 1968 г. с началом Проекта глубоководного бурения в океанах с борта американского бурового судна (б/с) "Гломар Челленджер". Уже первые рейсы этого судна в труднодоступных районах высоких широт южного полушария показали, что кайнозойские отложения в пределах Южного океана имеют исключительно широкое распространение и их разрезы характеризуются чрезвычайно разнообразными микропалеонтологическими остатками. За прошедшие 15 лет в этом регионе пробурено около 50 скважин, которые, несмотря на эпизодический отбор керна, принесли огромную, хотя и не всегда однозначную информацию о стратиграфии этих отложений, эволюции процессов осадконакопления, климата и системы циркуляции водных масс на протяжении кайнозоя.

В результате проведенных исследований со всей остротой встала проблема корреляции разновозрастных отложений высоких и низких широт. Применение зональных биостратиграфических схем, разработанных для кайнозоя тропической и субтропической областей по планктонным фораминиферам [Bolli, 1957a—c, 1966; Blow, 1969] и наннопланктону [Martini, 1971], в высоких широтах встречается со значительными трудностями. Тенденция к похолоданию, наметившаяся на рубеже мезозоя и кайнозоя, продолжала усиливаться на протяжении кайнозоя, что привело к сокращению ареалов распространения тепловодных видов микропланктона и уменьшению его стратиграфической разрешаемости. Ассоциации карбонатных планктонных организмов, которые служат основой для межрегиональных корреляций, в высоких широтах южного полушария несут на себе черты провинциальности, проявляющейся в низком видовом разнообразии, сокращенных интервалах распространения и присутствии некоторых эндемичных видов.

По этой причине зональные стратиграфические шкалы, разработанные по планктонным фораминиферам [Jenkins, 1971] и наннопланктону [Edwards, 1971] для кайнозойских отложений Новой Зеландии, хотя и отличаются достаточно высокой степенью стратиграфической разрешаемости, имеют региональный характер, и их применимость для стратиграфических исследований в широком масштабе еще требует тщательной проверки.

Начиная со второй половины кайнозоя в результате тектонической перестройки дна океана и последовавших за ней смены системы циркуляции водных масс, глобального понижения температуры поверхностных и придонных вод и увеличения продуктивности кремневого микропланктона в поверхностном слое воды карбонатное осадко-накопление в высоких широтах южного полушария постепенно сменилось преимущественно кремнистым. Преобладание в осадках кремневых организмов, часто при полном или почти полном отсутствии карбонатного планктона, привело к тому, что при стратиграфических исследованиях средне-верхнекайнозойских отложений они приобретают главную роль. В последние годы появились многочисленные разной степени детальности зональные стратиграфические схемы, разработанные для позднего кайнозоя по радиоляриям [Chen, 1975; Weaver, 1976b], диатомеям [McCollum, 1975; Schrader, 1976; Gombos, 1977; Weaver, Gombos, 1981] и силикофлагеллятам [Ciesielski, 1975; Perch-Nielsen, 1975; Bukry, 1975b; Busen, Wise, 1977]. Однако применение этих шкал, как правило, ограничивается отдельными регионами, и по этой причине часто невозможна их корреляция не только с тропическими—субтропическими схемами, но и между собой в пределах высокоширотных частей Южного океана. В связи с этим первостепенной задачей стратиграфических исследований в океанах и на континентах становится разработка глобальных (или субглобальных) зональных схем на основе распределения как карбонатного, так и кремневого микропланктона и их сопоставление не только в пределах тех или иных климатических зон, но и между высокими и низкими широтами нашей планеты.

При бурении в 71-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" (г. Вальпараисо, Чили — г. Сантус, Бразилия), в котором авторы принимали непосредственное участие в качестве соначальника рейса (В.А.Крашенинников) и микропалеонтолога (И.А.Басов), в пределах Фолклендского плато и Аргентинской котловины получена новая обширная информация, которая проливает свет на многие нерешенные вопросы кайнозойской истории развития Южного океана. В отличие от предыдущих рейсов "Гломар Челленджера" в высоких широтах южного полушария бурение на Фолклендском плато и в Аргентинской котловине проводилось со сплошным опробованием, а в двух из четырех пробуренных в 71-м рейсе скважин — с применением новейшей технологии отбора практически непрерывного и ненарушенного керна (гидравлический сподоб бурения). В результате удалось получить полные разрезы длительных стратиграфических интервалов, одновременно содержащих карбонатные и кремневые организмы. Это позволило в одних и тех же разрезах проследить смену во времени различных групп микроорганизмов и провести непосредственную корреляцию выделенных по ним стратиграфических подразделений. Полученный с помощью гидравлического керноотборника ненарушенный керн верхнекайнозойских осадков дал возможность не только провести их детальное расчленение на основе региональных биостратиграфических схем, но и проследить в разрезе эпохи прямой и обратной намагниченности (с рядом палеомагнитных событий), что обеспечило точную геохронологическую привязку установленным биостратиграфических подразделений.

Материалы 71-го рейса позволяют также восстановить в общих чертах последовательность многих палеоокеанологических и палеогеографических событий, и прежде всего историю зарождения и формирования Циркумантарктического течения, которое по часовой стрелке огибает Антарктический материк. Это и привело к его термической изоляции и образованию покровного оледенения. Следы этого события, захватившего вторую половину кайнозоя и обусловившего в конечном итоге перестройку климата планеты, зафиксированы во многих скважинах глубоководного бурения в Южном океане в смене характера осадконакопления, наличии региональных стратиграфических перерывов

и развитии холодноводных комплексов как карбонатного, так и кремневого планктона.

Изучение распространения комплексов планктонных организмов в высоких широтах южного полушария дает в руки исследователей ключ к пониманию проблемы, связанной с широтной климатической зональностью и миграцией климатических поясов во времени. Существовавшая в позднемеловое время приблизительная симметрия климатических поясов в северном и южном полушариях сменилась в кайнозое их отчетливой асимметрией, нашедшей отражение в большей холодноводности планктонных фораминифер в высоких широтах южного полушария по сравнению с аналогичными широтами северного полушария. Однако не ясно, когда возникла такая асимметрия: на границе мезозоя и кайнозоя, в раннем кайнозое или в его второй половине? Материалы бурения на Фолклендском плато и в Аргентинской котловине дополняют данные, полученные в других рейсах "Гломар Челленджера" в высоких широтах южного полушария, и дают возможность пролить свет на эти и другие важные аспекты геологической истории Южного океана.

Основное внимание авторов обращено на стратиграфию и геологическую историю палеогенового и неогенового времени. Четвертичная геология представляет особую сферу знаний. Конечно, стратиграфия четвертичных осадков Южного океана известна с гораздо большими подробностями, ибо она уже многие годы успешно изучается с помощью глубоководных трубок. Мы лишь частично будем касаться отложений этого возраста.

В монографию вошел фактический материал по кайнозою Индийского океана, полученный в 27-м рейсе "Гломар Челленджера" (в этом рейсе принимал участие В.А. Крашенников). Нами тщательно изучена микрофауна из кайнозойских осадков южной части Атлантического океана — рейсы 36 (Фолклендское плато), 39 (поднятие Риу-Гранди) и 40 (Китовый хребет); юга Индийского океана — рейс 28 (континентальный склон Антарктиды); юга Тихого океана — рейс 29 (плато Кэмпбелл, Тасманово море). Образцы осадков были присланы Проектом глубоководного бурения (США). Мы выражаем признательность руководству Проекта за предоставленные материалы.

Фотографирование фораминифер в сканирующем микроскопе выполнено Н.Д. Серебряковой (Геологический институт АН СССР), В.В. Бернардом и М.И. Ильиным (Институт литосферы АН СССР), печатание пленок — И.Л. Зенякиной (Геологический институт АН СССР); всем им авторы выражают свою благодарность.

С особой благодарностью авторы отмечают неоценимую помощь в оформлении работы Т.Н. Базановой (Институт литосферы АН СССР).

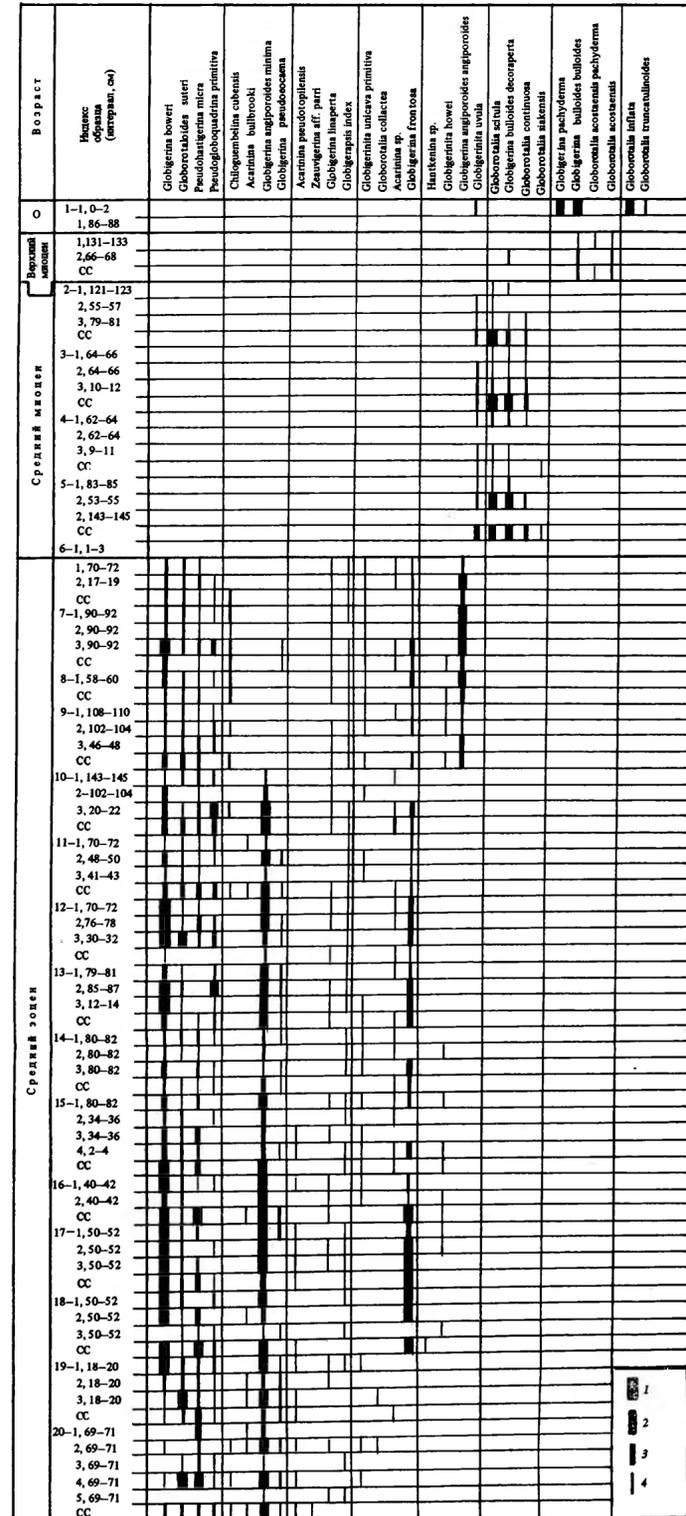


Рис. 9. Стратиграфическое распространение видов планктонных фораминифер и их относительная численность в кайнозойских отложениях сис. 512. Условные обозначения к рис. 9, 12, 15, 35. 1 — много; 2 — обычно; 3 — редко; 4 — единично.

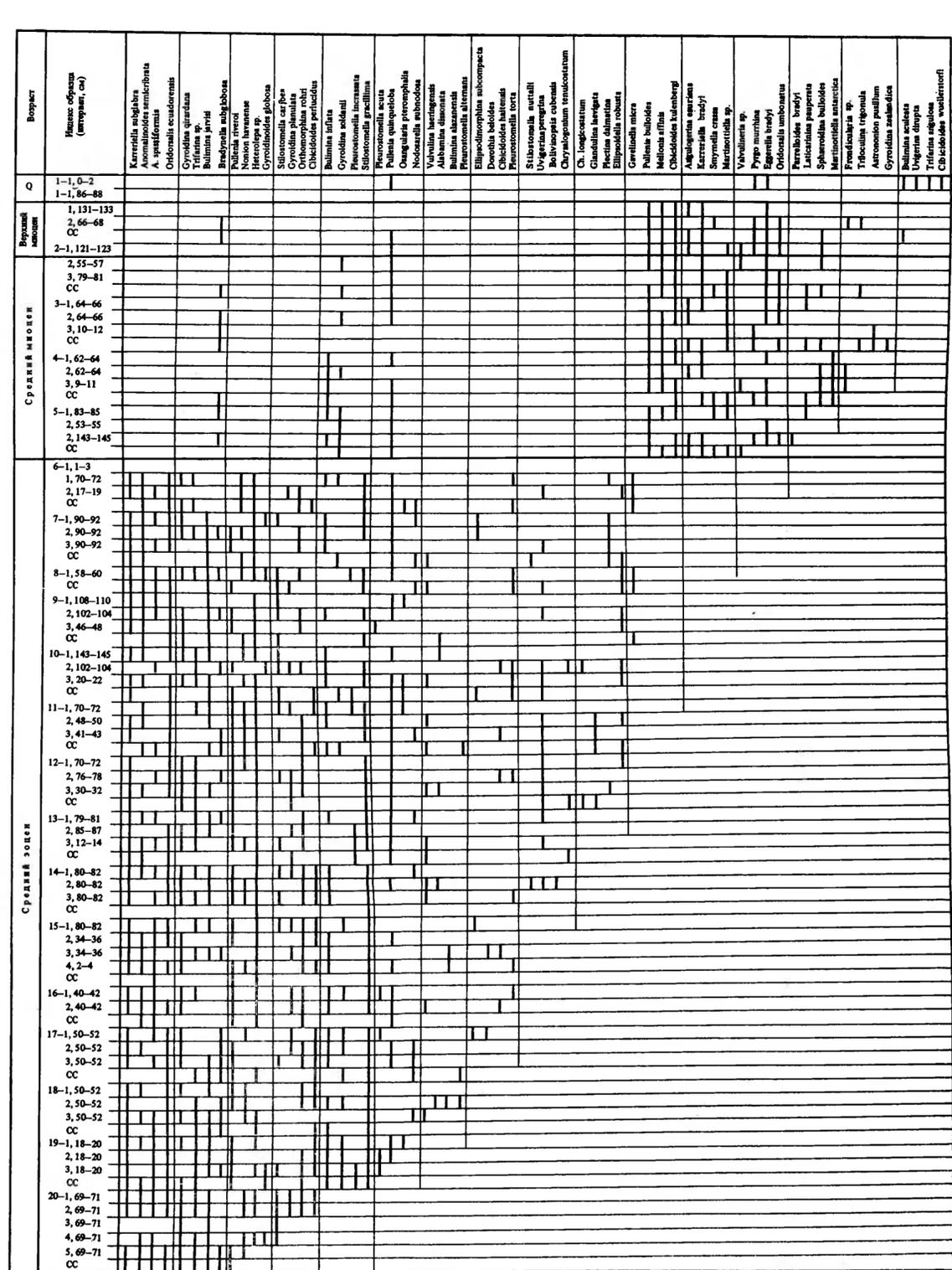


Рис. 10. Стратиграфическое распространение видов бентосных фораминифер в кайнозойских отложениях сис. 512.

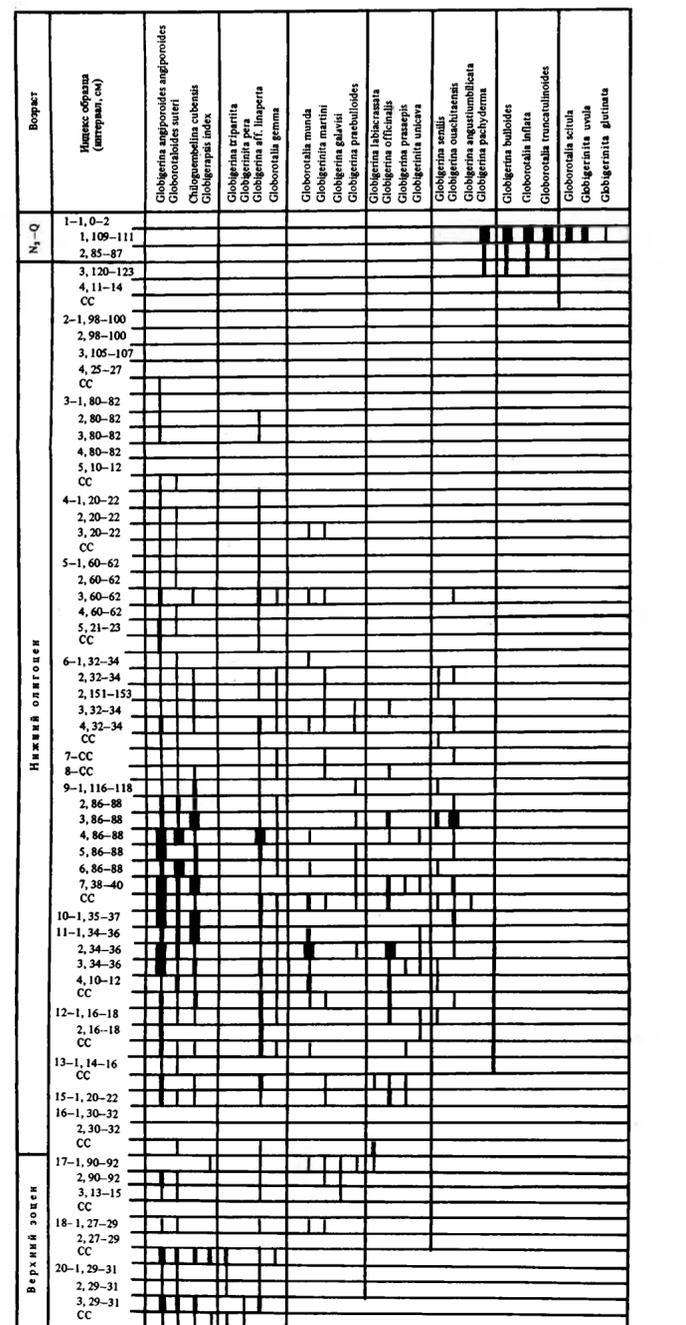


Рис. 12. Стратиграфическое распространение видов планктонных фораминифер и их относительная численность в кайнозойских отложениях сис. 511. Условные обозначения см. на рис. 9.

Таблица 9
Детальность расчленения верхнеэоценовых и кайнозойских отложений Фоджического плато по различным группам карбонатного и кремнивого планктона

Возраст	Планктонные фораминиферы (Sliter, 1977; Tjalma, 1977; Krahenbühl, 1983)	Напоплатон (зоны) (Wise, Wind, 1977; Wise, 1983; Wind, Wise, 1983)	Радиоларии (зоны) (Weaver, 1983)	Диктоны (зоны) (Gombos, 1977, 1983; Gombos, Ciesielski, 1983; Ciesielski, 1983)	Силкофлагеллаты (зоны) (Buen, Wise, 1977; Shaw, Ciesielski, 1983)
Палеоген	Редкие карбонатные микроорганизмы (или вообще отсутствуют)	Зона Globigerina woodi	Cyclocarpolithus abiectus	Antarctina denticulata	Нет зонального расчленения
				Styactraeus unversus	
				Rhizosolenia barboi / N. karyolepis	
				Rhizosolenia barboi / Rhizosolenia barboi	
				Coscinodiscus vulnificus	
				Coscinodiscus insularis	
				Nitzschia weaveri	
				Coscinodiscus vulnificus / Nitzschia interfrigidaria	
				Nitzschia interfrigidaria	
				Nitzschia angulata	
Неоген	Редкие карбонатные микроорганизмы (или вообще отсутствуют)	Зона Globigerina woodi	Cyclocarpolithus abiectus	Coscinodiscus lentiginosus	Distephanus boliviensis
				Styactraeus unversus	
				Rhizosolenia barboi / N. karyolepis	
				Rhizosolenia barboi / Rhizosolenia barboi	
				Coscinodiscus vulnificus	
				Coscinodiscus insularis	
				Nitzschia weaveri	
				Coscinodiscus vulnificus / Nitzschia interfrigidaria	
				Nitzschia interfrigidaria	
				Nitzschia angulata	
Мiocен	Редкие карбонатные микроорганизмы (или вообще отсутствуют)	Зона Globigerina woodi	Cyclocarpolithus abiectus	Nitzschia reiboldi	Нет зонального расчленения
				Stichocorys peregrina	
				Eucyrtidium pseudoinflatum	
				Teosalytra bicornis spongothorax	
				Actinoma tanysantha	
				Nitzschia denticuloides	
				Coscinodiscus rhombicus	
				Rocella gelida	
				Trochilium groningensis	
				Rocella vigilans	
Плиоцен	Редкие карбонатные микроорганизмы (или вообще отсутствуют)	Зона Globigerina woodi	Cyclocarpolithus abiectus	Rocella vigilans	Mesocena circulus
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
Пleistоген	Редкие карбонатные микроорганизмы (или вообще отсутствуют)	Зона Globigerina woodi	Cyclocarpolithus abiectus	Rocella vigilans	Mesocena circulus
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
Четвертичное	Редкие карбонатные микроорганизмы (или вообще отсутствуют)	Зона Globigerina woodi	Cyclocarpolithus abiectus	Rocella vigilans	Mesocena circulus
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	
				Rocella vigilans	

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

Кайнозойские отложения в высоких широтах южного полушария характеризуются широким распространением. По данным геофизических исследований и глубоководного бурения в Южном океане, они занимают обширные пространства, протягиваясь широкой полосой вокруг Антарктиды и вдоль срединно-океанических хребтов. Повсеместно они окаймляют верхнемеловые отложения (рис. 1) и вскрыты многочисленными скважинами глубоководного бурения (рис. 2).

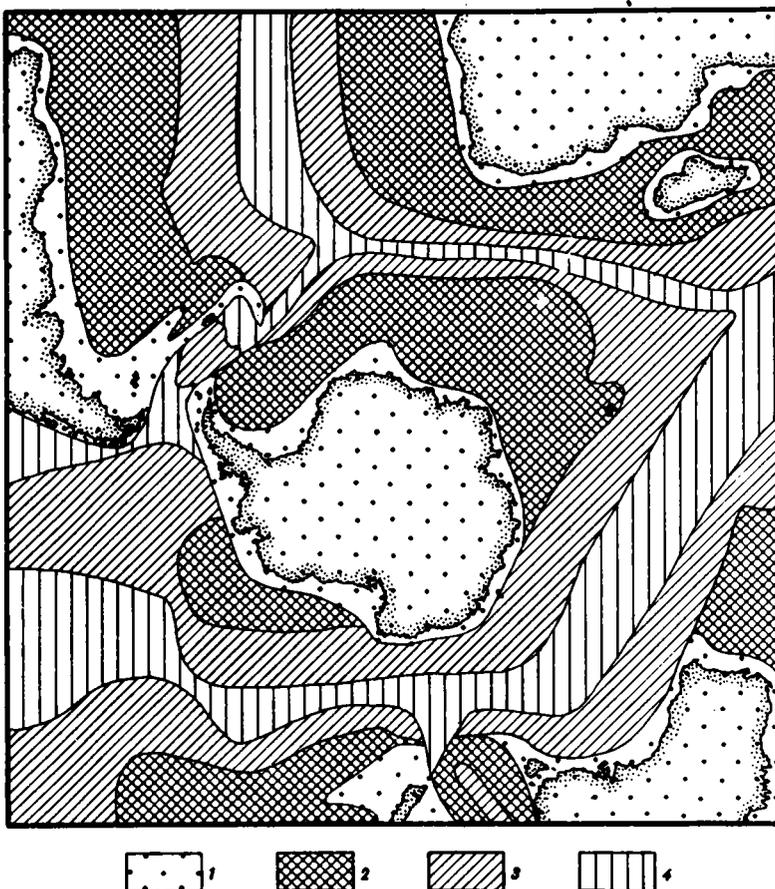


Рис. 1. Возраст базальтового фундамента Южного океана по данным магнитных исследований и глубоководного бурения

1 — континентальная докембрийская кора; 2—4 — возраст океанического фундамента: 2 — юрский и меловой, 3 — палеогеновый, 4 — неоген-четвертичный



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

В Юго-Западной Атлантике отложения кайнозойского возраста пробурены в пределах Фолклендского плато, плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди, в Аргентинской котловине и во Внешней Мальвинской впадине в 36, 39, 71 и 72-м рейсах "Гломар Челленджера" [Barker, Dalziel et al., 1977; Perch-Nielsen, Supko et al., 1977; Ludwig, Krashennikov et al., 1983; Barker, Carlson et al., 1983]. Кроме того, они изучены в многочисленных колонках, полученных американскими геологами с борта аргентинского научно-исследовательского судна "Ислас Оркадас" на банке Мориса Юинга [Ciesielski, Wise, 1977; Ciesielski et al., 1982]. Часть этих материалов была любезно передана авторам сотрудником Университета Джорджия во Флориде П. Цизильским для изучения при подготовке данной работы.

В юго-восточной части Атлантического океана кайнозойские осадки изучены в Капской впадине (рейс 40) [Bolli, Ryan et al., 1978], на Китовом хребте в рейсах 40, 73–75 [Bolli, Ryan et al., 1978; Hsü, LaBrecque et al., 1984; Moore, Rabinowitz et al.,

1984; Hay, Sibuet et al., 1984] и на банке Агульяс, где они получены с помощью грунтовых трубок [Saito, van Donk, 1974; Tucholke, Carpenter, 1977]. Позднекайнозойские осадки были изучены также М.Ледбеттером и П.Цизильским [Ledbetter, Ciesielski, 1982] в 25 колонках, полученных в 11-м и 12-м рейсах "Ислас Оркадас" вдоль профиля между юго-западным окончанием Африки и Землей Королевы Мод в Антарктиде.

В Индийском океане бурение проводилось главным образом в тропической и субтропической областях. Географически наиболее высокоширотные скважины пробурены в районах, которые согласно палеотектоническим реконструкциям располагались значительно южнее их современного положения [Firstbrook et al., 1980; Barron et al., 1981]. В юго-западной части океана кайнозойские отложения вскрыты в 25-м и 26-м рейсах в пределах Мозамбикского хребта, в Мозамбикской впадине, на поднятии Уолтерса, на юге Восточно-Индийского хребта и на хребте Броукен [Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974]. В юго-восточных районах они изучены в 27-м и 28-м рейсах во впадине Перта, на плато Натуралистов, у Юго-Восточного Индийского срединного хребта и севернее Земли Уилкса, Антарктида [Veevers, Heirtzler et al., 1974; Hayes, Frakes et al., 1975].

В высоких широтах юго-западного сектора Тихого океана достаточно полные разрезы кайнозойских отложений получены в скважинах, пробуренных к югу от Австралии, на Тасмановом плато, хребте Маккуори и южнее Южного острова Новой Зеландии — на плато Кэмпбелл (рейс 28) [Kennett, Houtz et al., 1974]. Они вскрыты также в 29-м рейсе в море Росса и на востоке абиссальной равнины Уилкса [Hayes, Frakes et al., 1975].

Наименее изученными являются кайнозойские отложения в юго-восточном секторе Тихого океана. Они пройдены всего четырьмя скважинами в рейсе 35 в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена [Hollister, Craddock et al., 1976].

Морские отложения кайнозойского возраста изучены также на южных окончаниях материков, где они выходят на дневную поверхность или вскрыты бурением. В Южной Америке они представлены главным образом мелководными фациями с бентосными фораминиферами. Отложения кайнозоя, содержащие планктонные фораминиферы, описаны лишь из некоторых местонахождений [Todd, Kniker, 1952; Bertels, 1964]. В южной части Австралии кайнозойские образования с планктонными фораминиферами обнажены южнее Перта и вскрыты скважинами в бассейнах Юкла, Отвей и Мёррей.

Наиболее полные и хорошо изученные разрезы палеогена и неогена наблюдаются на Южном острове Новой Зеландии. Здесь прослежена последовательная смена комплексов фораминифер и наннопланктона от датского до четвертичного времени [Hornibrook, 1958a, b, 1961, 1962, 1965, 1966, 1967; Jenkins, 1964a, b, 1965a, b, c, 1966a, b, 1967, 1968, 1970, 1971, 1973; Kennett, 1967, 1968; Edwards, 1971].

Ниже приводится литологическая и палеонтологическая характеристика изученных нами и другими исследователями кайнозойских отложений Южного океана и высокоширотных частей прилегающих материков.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В западной части Южной Атлантики бурение проводилось в двух разноширотных районах. Первый из них охватывает Фолклендское плато и глубоководные Аргентинскую и Внешнюю Мальвинскую впадины и расположен главным образом в субантарктической области (37–51° ю.ш.). Второй целиком находится в субтропической области (28–31° ю.ш.) и включает в себя возвышенность Риу-Гранди и плато Сан-Паулу. Кроме того, на западном фланге Срединно-Атлантического хребта на этих же широтах пробурен ряд скважин, которыми (в связи с большими пропусками при отборе керна) вскрыты лишь отдельные фрагменты кайнозойского разреза.

**ФОЛКЛЕНДСКОЕ ПЛАТО,
АРГЕНТИНСКАЯ И ВНЕШНЯЯ МАЛЬВИНСКАЯ ВПАДИНЫ**

В высоких широтах юго-западного сектора Южной Атлантики кайнозойские отложения вскрыты скв. 327, 329, 330, 511 и 512 и многочисленными грунтовыми трубками на Фолклендском плато (банка Мориса Юинга), скв. 331, 358, 513 и 514 в Аргентинской котловине и скв. 328 во Внешней Мальвинской впадине (табл. 1). Корреляция их приведена на рис. 3. На Фолклендском плато кайнозой представлен относительно мелководными (глубины около 2000 м), а в Аргентинской и во Внешней Мальвинской впадинах глубоководными (около 4000–5000 м) осадками.

Как уже указывалось, наиболее детально осадки расчленены в скв. 511–514 в связи с непрерывным отбором керн. Литологические особенности кайнозойских отложений в этих скважинах и их подразделение по различным группам фауны и флоры показаны на рис. 4–7.

В целом разрез кайнозой в юго-западной части Атлантического океана характеризуется следующими особенностями.

Т а б л и ц а 1
Положение скважин, вскрывших кайнозойские отложения
в юго-западной части Атлантического океана (Фолклендское плато, Аргентинская котловина)
и на возвышенностях Риу-Гранди и Сан-Паулу

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Район
	ю.ш.	з.д.		
14	28° 19,89'	20° 56,46	4343	Западный фланг Срединно-Атлантического хребта
15	30 53,38	17 58,99	3927	То же
16	30 20,15	15 42,79	3527	"
19	28 32,08	23 40,63	4677	Южное окончание Бразильской котловины
20	28 31,57	26 50,58	4500	То же
21	28 35,10	30 35,85	2113	Возвышенность Риу-Гранди
22	30 00,31	35 15,00	2134	То же
327	50 52,28	46 47,02	2400	Фолклендское плато
328	49 48,67	36 39,53	5095	Внешняя Мальвинская впадина
329	50 39,31	46 05,73	1519	Фолклендское плато
330	50 55,19	46 53,00	2626	"
331	37 53,00	38 06,92	5077	Аргентинская котловина
356	28 17,22	41 05,28	3203	Плато Сан-Паулу
357	30 00,25	35 33,59	2109	Возвышенность Риу-Гранди
358	37 39,31	35 37,82	5000	Аргентинская котловина
511	51 00,28	46 58,30	2589	Фолклендское плато
512	49 52,19	40 50,71	1846	"
513	47 34,99	24 38,40	4373	Аргентинская котловина
514	46 02,77	26 51,30	4318	"
516	30 16,59	35 17,10	1313	Возвышенность Риу-Гранди
517	30 56,81	38 02,47	2963	То же
518	29 58,42	38 08,12	3944	Канал Вима

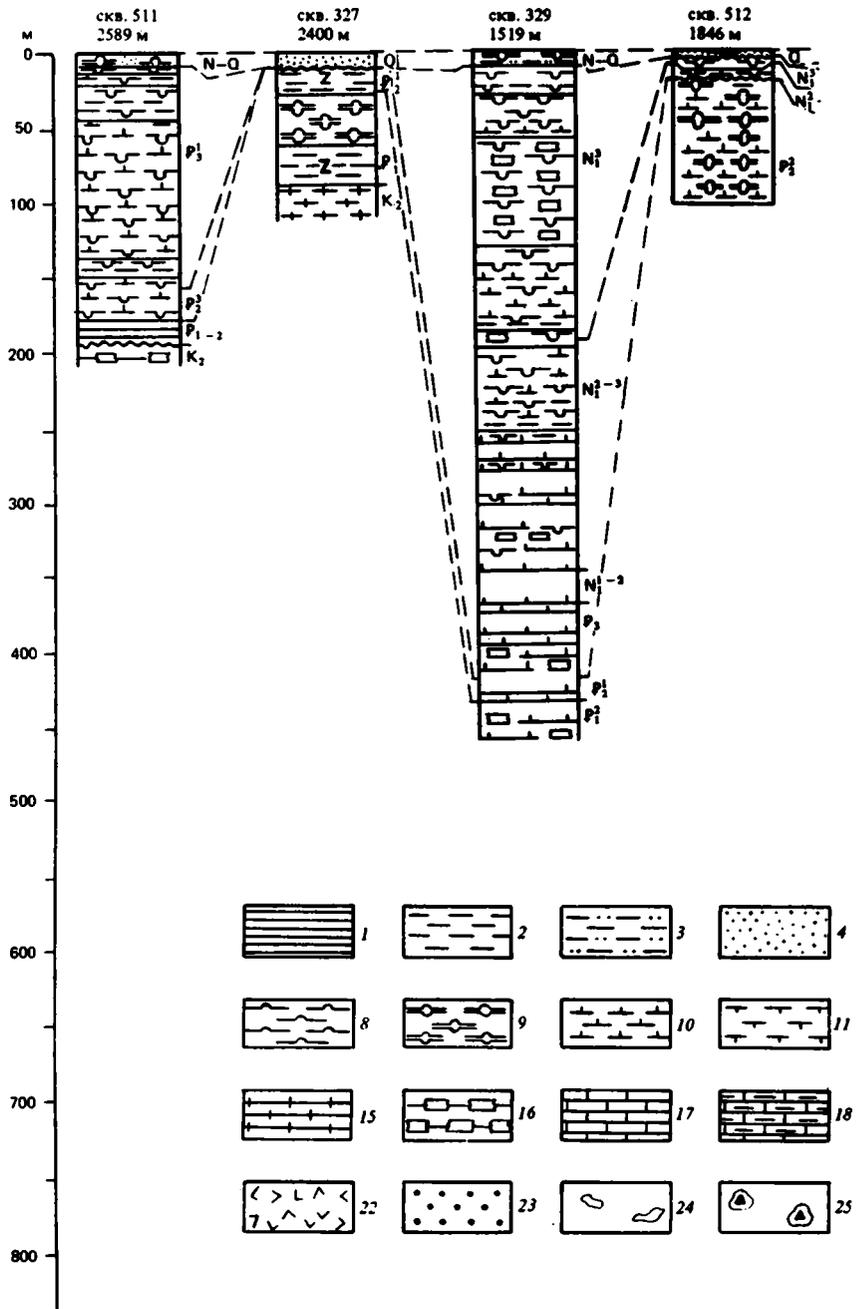
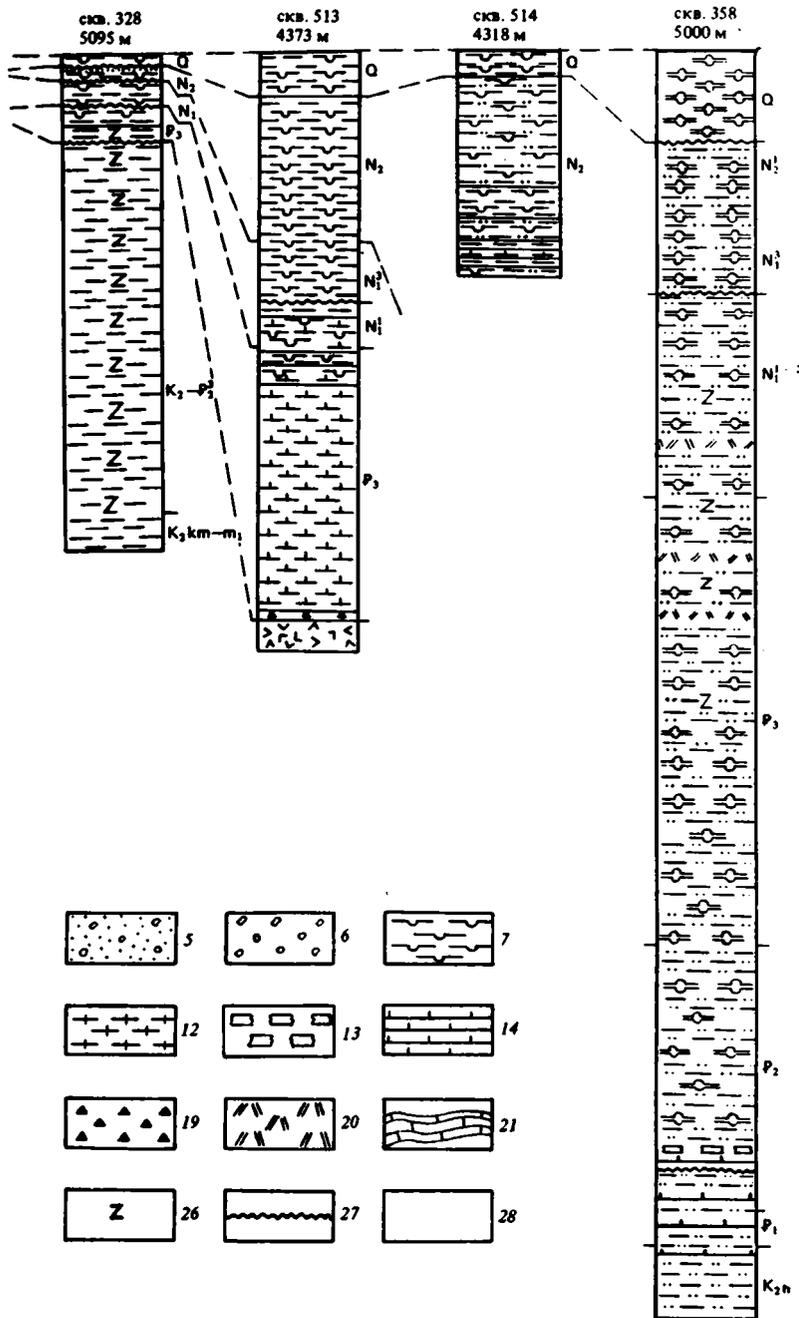


Рис. 3. Корреляция кайнозойских отложений юго-западной части Атлантики

Условные обозначения к рис. 3-7, 19-27

1 - пелагическая глина; 2 - глина; 3 - алеврит; 4 - песок; 5 - конгломераты; 6 - отложения подводных оползней; 7-13 - ил: 7 - диатомовый, 8 - радиоляриевый, 9 - радиоляриево-диатомовый, 10 - наннопланктонный, 11 - фораминиферовый, 12 - нанно-фораминиферовый, 13 - карбо-



натный; 14-16 - мел: 14 - наннопланктонный песчй, 15 - нанно-фораминиферовый песчй, 16 - песчй; 17 - известняк; 18 - глинистый известняк; 19 - кремни; 20 - вулканический пепел; 21 - дислоцированный известняк; 22 - толентовый базальт; 23 - материал ледового разноса; 24, 25 - конкреции: 24 - разного состава, 25 - кремнистые; 26 - цеолиты; 27 - перерывы в осадконакоплении; 28 - интервалы бурения без опробования

Номер керна	Интервал бурения, м	Литология	Возраст	Бентосные фораминиферы	Планктонные фораминиферы (зоны)	Наупланктон (зоны)	Радиолярии	Диатомы (зоны)	Силикофлагеллаты (зоны)	Динофлагеллаты	Споры и пыльца	Спикулы губок
1	5		N ₂ -Q	Q	Globorotalia truncatulinoides	Emiliania huxleyi	Q	N ₂ Q	N ₂ Q	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют
2	14,5		Нижний олигоцен	Ассоциация с Bolivinopsis cubensis, Anomalinoides spissiformis, Oridorsalis umbonatus, Gyroidina girardana, G. planulata, Chiralogonium tenuicostatum, Orthomorphina rohri	Globigerina angiporoides—Globigerina brevis	Reticulofenestra daviesii	Эквивалент зон Theocyrtis tuberosa—Dorcadospyris ateuchus	Coscinodiscus superbus	Naviculopsis constricta—Corbisema arkhangelskiana	Отсутствуют	Обильная пыльца покрытосеменных Radocarpus, Dacrydium и др.; в подчиненном количестве пыльца (Nothofagus, Myrtacea, Casuarina и др.) и споры голосеменных	Ассоциация стеклянных губок Hyalospongiidae с редкими Tetraconida
3	24,0											
4	33,5											
5	43,0											
6	52,5											
7	62,0											
8	71,5											
9	81,0											
10	90,5											
11	100,0					Верхний эоцен						
12	109,5											
13	119,0											
14	128,5											
15	138,0											
16	147,5											
17	157,0											
18	166,5											
19	176,0											
20	185,5		Эоцен—палеоцен					Эквивалент зон Theocyrtis bromia	Rylandsia inaequidiata	Mesocena occidentalis	Ассоциация с Alistocysta ornata, Adlatisphaeridium sp., Ochrodinium и др.	Ассоциация Tetraconida
21	190,0											
22	195,0				Отсутствуют		Обедненная ассоциация р ₂ ⁻²		Отсутствуют			

Рис. 4. Литологическая и палеонтологическая характеристика кайнозойских отложений, вскрытых скв. 511, и схема их стратиграфического расчленения по различным группам фауны и флоры

Условные обозначения см. на рис. 3.

Здесь и далее черное в графе "Интервал бурения" – опробованные интервалы, в графе "Магнитостратиграфия" – периоды нормальной полярности магнитного поля

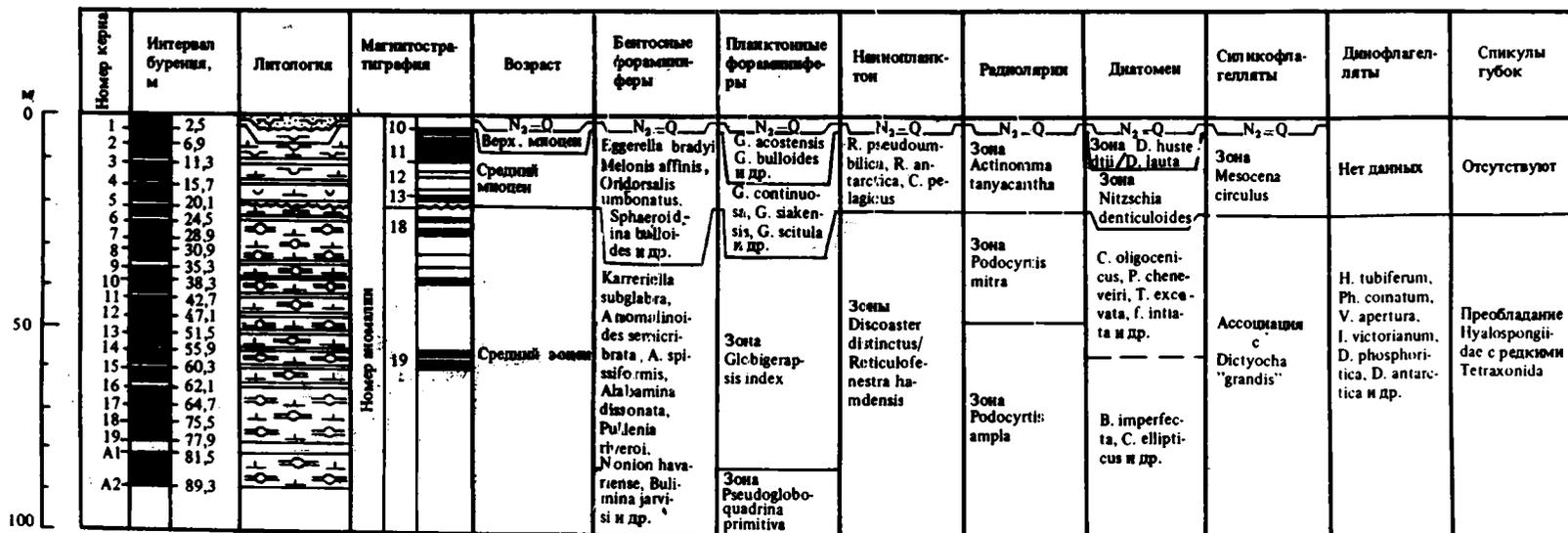


Рис. 5. Литологическая и палеонтологическая характеристика кайнозойских отложений, вскрытых скв. 512, и схема их стратиграфического расчленения по различным группам фауны и флоры

Условные обозначения см. на рис. 3

м	№ Скважины	№ серия	Интервалы бурения, м	Литология	Возраст	Бентосные фораминиферы	Планктонные фораминиферы	Нано-планктон (зоны)	Радиолярии (зоны)	Диатомы (зоны)	Силикофлагеллаты (зоны)	Динофлагеллаты	Спикулы губок		
0	513	1	3.0		Плейстоцен	Редкие М. antarctica	Отсутствуют	Отсутствуют	Antarctissa denticulata	Coscinodiscus lentiginosus	Нет зонального расчленения				
		2	18.5						Stylatractus universus	C. elliptopora' Actinocyclus ingens					
		3	28.0						Saturnalis circularis	Rhizosolenia barboi/ Nitzschia kerguelensis					
		4	37.5			Глубоководные М. antarctica, E. bradyi, S. exigua	Отсутствуют		Eucyrtidium calvertense	C. kolbei/ R. barboi					
50	513A	1	66.0						Helotholus vema	Серия из 5 зон					
		2	75.5						Triceraspyris coronatus	N. angulata					
	513	9	85.0		Верхний миоцен		Отсутствуют	Отсутствуют	Stichocorys peregrina	Denticulopsis hustedtii	Mезоцена diodon				
	513A	3	94.5											N. reinholdi	M. circulus
100		4	104.0												M. diodon
		5	113.5						?	D. hustedtii-D. lauta	?				
		6	123.0												
		7	132.5												
		8	142.0						Theocalyptra bicornis spongothorax	G. rhombicus					
150		9	151.5												
		10	161.0												
		11	170.5										1		
		12	180.0												

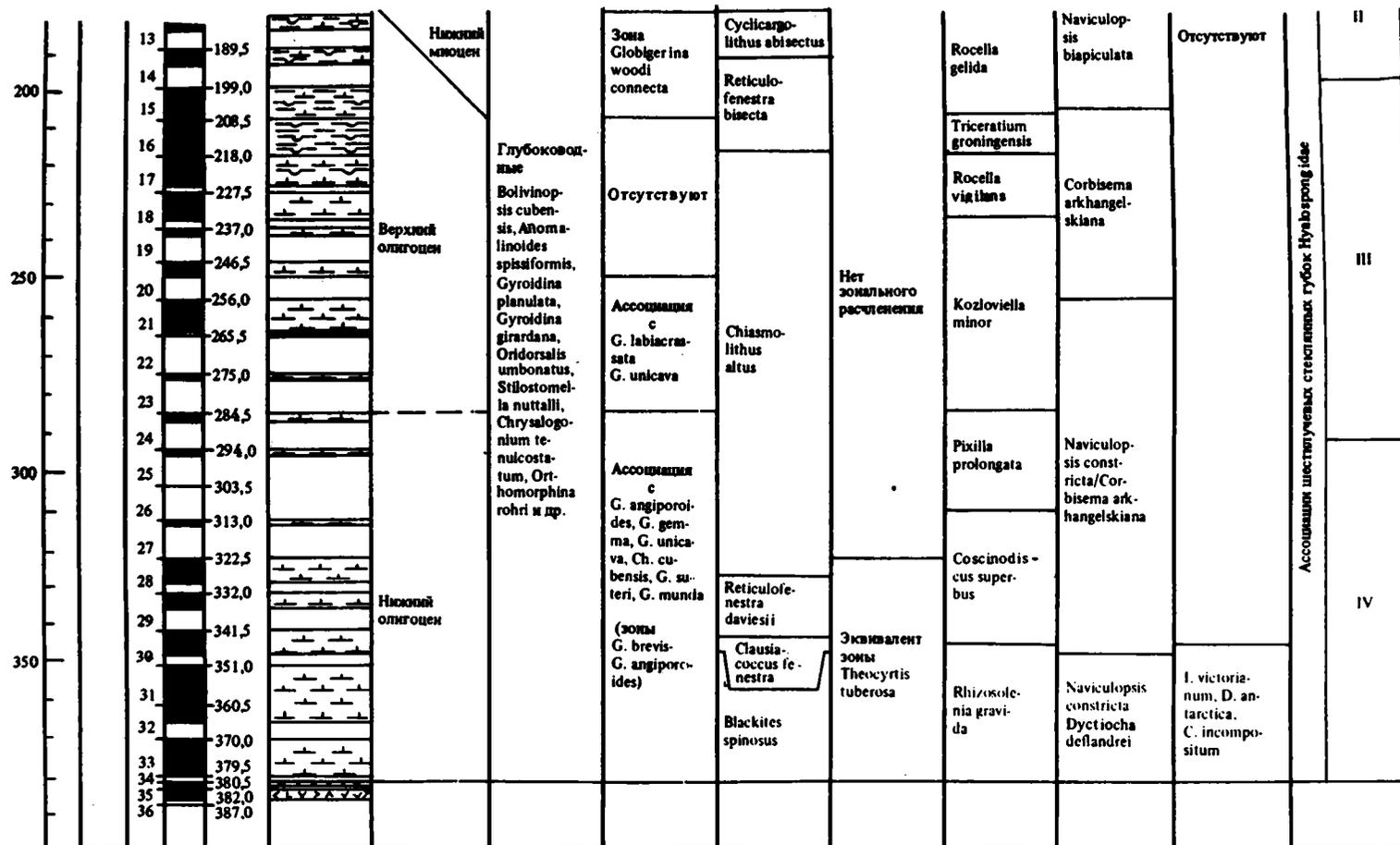


Рис. 6. Литологическая и палеонтологическая характеристика кайнозойских отложений, вскрытых скв. 513, и схема их стратиграфического расчленения по различным группам фауны и флоры

Условные обозначения см. на рис. 3

Серия из пяти зон (сверху вниз): *Coscinodiscus vulnificus*, *Cosmodiscus insignis*, *Nitzschia weaveri*, *N. interfrigidaria*/*C. vulnificus*, *N. praefrigitaria*

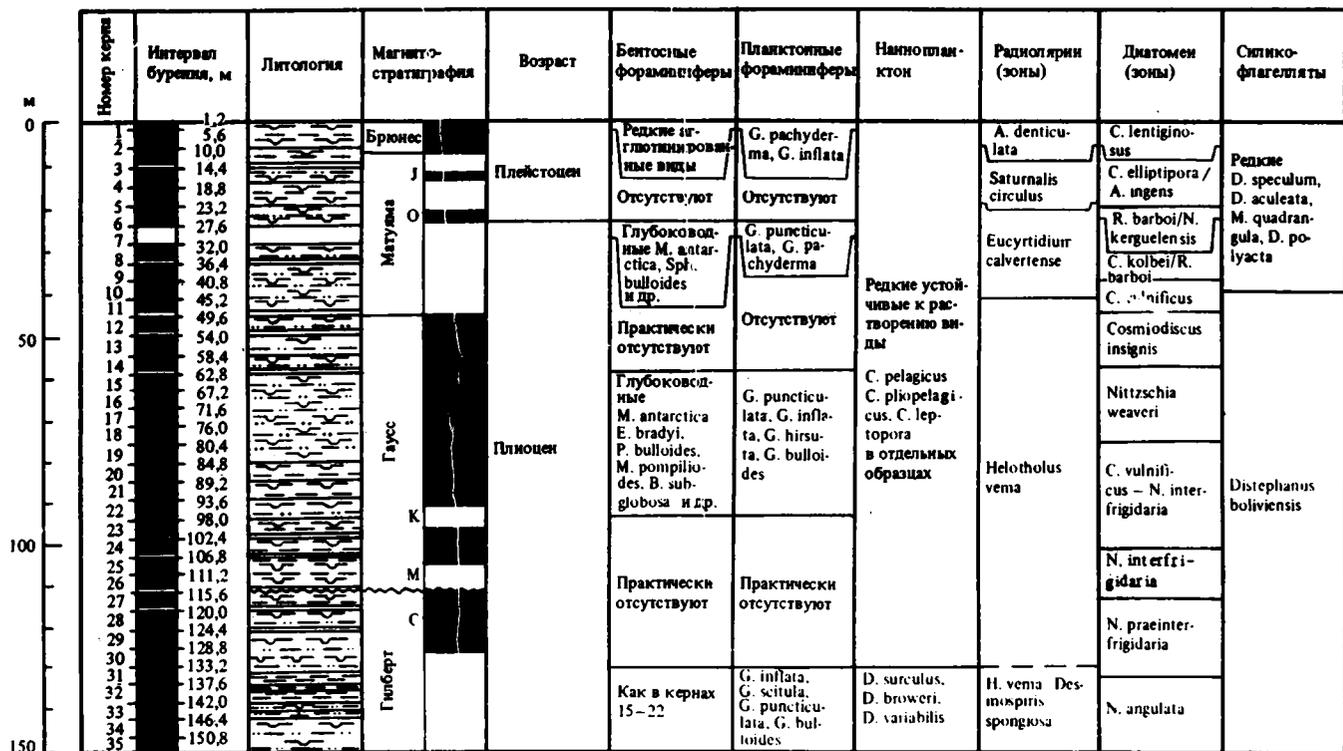


Рис. 7. Литологическая и палеонтологическая характеристика кайнозойских отложений, вскрытых скв. 514, и схема их стратиграфического расчленения по различным группам фауны и флоры

Условные обозначения см. на рис. 3

Инверсии: J - Харамильо; O - Олдувей; K - Кочити; M - Мамот; C - Каена

В основании кайнозойских отложений на Фолклендском плато располагается толща некарбонатных или слабокарбонатных глин, очень бедных органическими остатками. Эта толща имеет палеоценовый возраст, но местами, вероятно, включает осадки верхнего мела и эоцена. Слабый палеонтологический контроль не всегда позволяет надежно стратифицировать базальные слои кайнозоя.

В скв. 511 (интервал 185,5–196,0 м) разрез кайнозоя начинается зеленовато-серыми глауконитовыми пелагическими глинами с тонкими прожилками вулканического пепла. Мощность около 10,5 м. Глины с резким контактом залегают на карбонатных фораминиферовых илах позднемелового (поздний кампан – ранний маастрихт) возраста и лишены фораминифер и известкового наннопланктона. Плохой сохранности радиолярии и единичные диатомеи (*Trinacria simulacrum*) датируют отложения поздним палеоценом – ранним эоценом. Исключительно низкие скорости осадконакопления, рассчитанные для этого интервала (менее 0,5 м/млн лет), свидетельствуют о наличии значительного несогласия на границе мела и палеогена.

На западном крае банки Мориса Юинга, примерно в 20 км от скв. 511, базальные слои кайнозоя в скв. 327 (интервал 13,5–89,5 м) сложены преимущественно зеленовато-серыми или зеленовато-черными цеолитовыми глинами и слегка обогащенными наннопланктоном диатомово-радиоляриевыми илами мощностью около 76 м, залегающими на наннофораминиферовых илах маастрихта. Присутствующий в отдельных прослоях наннопланктон датирует большую часть илов поздним палеоценом – зоны *Fasciculithus involutus*, *Heliolithus universus* и *Discoaster multiradiatus* [Wise, Wind, 1977]. Диатомеи определяют возраст этих отложений также поздним палеоценом [Gombos, 1977]. Верхние слои толщи, вероятно, имеют раннеэоценовый возраст. Отложения позднего палеоцена – раннего эоцена скв. 327 содержат обедненный комплекс бентосных фораминифер: *Gavelinella beccariiiformis*, *Pullenia coryelli*, *Nuttalides truempyi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Spiroplectamina spectabilis*, *Tritaxia globulifera*, *Bolivinoidea delicatulus*, *Coryphostoma limonense*. По мнению Р.Тьялсмы [Tjalsma, 1977], они свидетельствуют о принадлежности осадков к палеоцену.

Более мелководные карбонатно-кремнистые илы верхнего палеоцена приурочены к сводовой части банки Мориса Юинга (скв. 329). Они характеризуются сравнительно разнообразными планктонными фораминиферами. Среди них в количественном отношении преобладают глобигерины, подчиненное положение занимают акаринины и совсем редко представители глобороталий. Список фораминифер включает *Globigerina velascoensis*, *G. nana*, *G. compressiformis*, *G. quadririloculinoides*, *G. sp. sp.*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. intermedia*, *A. esnaensis*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia aff. pseudomenardii*, *G. imitata*, *G. convexa* и др. Наиболее вероятно, что верхний палеоцен развит в полном объеме: в нижней части илов многочисленны экземпляры *Acarinina mckannai* (зона *Globorotalia pseudomenardii*), а в верхней их половине обычны *Acarinina acarinata* и *A. soldadoensis* (зона *Globorotalia velascoensis*). Мощность верхнего палеоцена около 11 м [Krashennikov, Basov, 1983a].

В пределах Внешней Мальвинской впадины палеоцен входит в состав толщи серовато-оранжевых и зеленовато-серых цеолитовых глин и алевролитов мощностью около 250 м (скв. 328). Они перекрывают пачку алевролитов кампан-маастрихтского возраста. На основании плохой сохранности радиолярий возраст цеолитовых глин и алевролитов определен в широких пределах: поздний мел – ранний миоцен. Содержащиеся в нижней части отложений агглютинированные бентосные фораминиферы (*Ammodiscus cretaceus*, *Glomospira charoides*, *Rzehakina epigona*, *Haplophragmoides sp.*, *H. excavata*, *Nodellum velascoensis*, *Bathysiphon spp.*, *Saccamina complanata*, *Hormosina ovulum*, *Uvigerinamina sp.*, *Paratrochamminoides sp.*) датируют их поздним мелом – ранним эоценом [Tjalsma, 1977].

Эоценовые отложения на Фолклендском плато вскрыты скв. 327, 329, 511 и 512. Разрезы их взаимно дополняют друг друга. К сожалению, сводный разрез остается неполным. Наиболее скудными данными мы располагаем для отложений нижнего эоцена; более обширны материалы, касающиеся осадков среднего и верхнего эоцена.

Базальные слои нижнего эоцена — известково-кремнистые илы с редкими *Globorotalia subbotinae*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. acarinata*, *A. mckannai* — установлены в скв. 329. Скорее всего, они относятся к зоне *Globorotalia subbotinae* s.l. Вероятно, более поздние слои нижнего эоцена наблюдаются в скв. 327 на западном окончании банки Мориса Юнга. Они сложены серовато-оранжевыми цеолитовыми алевритовыми глинами мощностью около 10 м, изредка содержащими планктонные фораминиферы. Из них были определены *Planorotalites* cf. *australiformis*, *Acarinina mckannai*, *A. primitiva*, *Morozovella caucasica* [Tjalsma, 1977]. Комплекс наннопланктона включает *Tribrachiatus orthostylus*, *Chiasmolithus grandis*, *Ch. expansus*, *Coccolithus formosus*, *Discoaster barbadiensis*, *D. germanicus* и также датирует отложения ранним эоценом — зона *Tribrachiatus orthostylus* [Wise, Wind, 1977].

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего эоцена вскрыты скв. 512 на восточном крае банки Мориса Юнга (интервал 20,1–89,3 м). Они представлены кремнисто-карбонатными илами мощностью 70 м. Вверх по разрезу содержание CaCO_3 уменьшается от 72 до 40%, а C_{org} — от 1,7 до 0,1%.

Базальные слои разреза содержат многочисленными хорошей сохранности *Globigerina angiporoides minima*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra* и более редкие *Globigerina boweri*, *G. linaperta*, *G. pseudoeocaena*, *Globigerinita unicava primitiva*, *Acarinina bullbrookii*, *A. pseudotopilensis*, *Chiloguembelina cubensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva* (всего 13 видов) (рис. 8; рис. 9, см. вкл.). Отложения условно отнесены к фораминиферовой зоне *Pseudogloboquadrina primitiva* новозеландской стратиграфической шкалы [Krashennikov, Basov, 1983a]. Верхняя граница зоны проведена непосредственно ниже обр. 512А-2-2, 69–71 см, в котором содержатся редкие экземпляры вида *Globigerapsis index*, маркируя, согласно Г.Дженкинсу [Jenkins, 1971], основание одноименной зоны. Возможно, граница между этими зонами проходит еще ниже, если принять во внимание единичные экземпляры *G. index* из подстилающих осадков.

В зоне *Globigerapsis index* ассоциация планктонных фораминифер становится более разнообразной (около 20 видов) и состоит преимущественно из *Globigerina boweri*, *G. angiporoides minima*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia frontosa*. В подчиненном количестве присутствуют *Globigerapsis index*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. linaperta*, *Globigerinita unicava primitiva*, *G. howei*, *Pseudogloboquadrina primitiva*. Редко встречаются *Chiloguembelina cubensis*, *Acarinina bullbrookii*, *A. pseudotopilensis*, *A. sp.*, *Hantkenina sp.* Эта ассоциация практически без изменений распространена до самой кровли разреза эоценовых отложений скв. 512. Только в самых верхних слоях зоны подвид *Globigerina angiporoides minima* замещается близким подвидом *G. angiporoides angiporoides*.

Сочетание многочисленных *Globigerina boweri* и *Globorotalia frontosa* с *Acarinina bullbrookii*, *A. pseudotopilensis*, *Globigerapsis index* позволяет сопоставить рассматриваемые отложения с нижней половиной среднего эоцена тропической шкалы (зона *Globigerapsis kugleri* — зона *Orbulinoides beckmanni*).

Совместная встречаемость в разрезе *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerapsis index* и *Globigerina linaperta*, а также замещение *G. angiporoides minima* подвидом *G. angiporoides angiporoides* дают возможность отнести эти осадки к зоне *Globigerapsis index* новозеландской шкалы [Jenkins, 1971]. По данным Г.Дженкинса, *Pseudogloboquadrina primitiva* отсутствует в отложениях следующей зоны — *Globorotalia (Turborotalia) inconspicua* — Новой Зеландии. Поэтому можно считать, что верхняя часть среднего эоцена в скв. 512 уничтожена размывом.

Среднеэоценовые осадки характеризуются довольно разнообразной ассоциацией

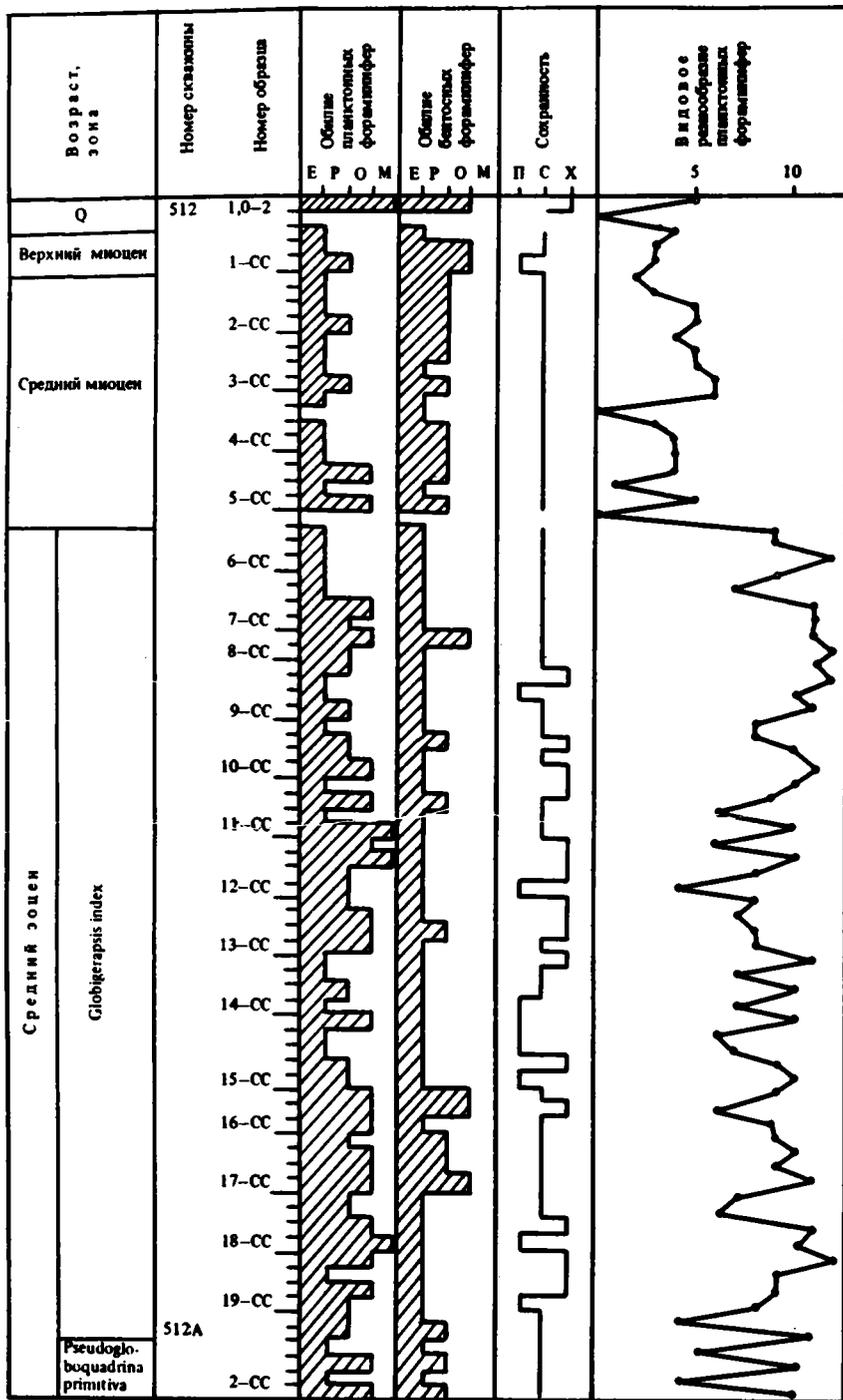


Рис. 8. Обилие, сохранность и видовое разнообразие фораминифер в кайнозойских отложениях скв. 512

Условные обозначения к рис. 8, 11, 14, 17

Обилие: Е – единично, Р – редко, О – обычно, М – много; сохранность: П – плохая, С – средняя, Х – хорошая

бентосных фораминифер, насчитывающей свыше 60 видов [Basov, Krasheninnikov, 1983]. Наиболее часто встречаются *Karrieriella subglabra*, *Pullenia riveroi*, *P. quinqueloba*, *Anomalinoidea semicibrata*, *A. spissiformis*, *Heterolepa* sp., *Nonion havanense*, *Oridorsalis ecuadorensis*, *Gyroidina girardana*, *Cibicidoides perlucidus*, *Bulimina inflata*, *B. jarvisi*, *Stilostomella caribea*, *S. gracillima*, *Orthomorphina rohri*. Часто присутствуют также *Gyroidina planulata*, *G. soldanii*, *Alabamina dissonata*, *Osangularia pteromphalia*, *Pleurostomella torta*, *Ellipsoidella robusta*, *Nodosarella subnodosa*, *Bradynella subglobosa* (рис. 10, см. вкл.). Эта ассоциация имеет много общих видов с бентосными фораминиферами Океанической формации Барбадоса эоценового возраста [Beckmann, 1953], а также обладает большим сходством с комплексом бентосных фораминифер из эоценовых отложений юго-восточной части Южной Атлантики [Beckmann, 1978]. Она свидетельствует о батинальных условиях осадкоотложения выше фораминиферового лизоклина.

Выше среднего эоцена в скв. 512 несогласно залегают диатомовые илы среднемиоценового возраста.

Осадки верхнего эоцена вскрыты скв. 511 на западном склоне банки Мориса Юинга. Они представлены наннопланктонными диатомовыми илами с содержанием карбоната кальция 11–18% и органического углерода 0,3–0,4%, мощность 38 м (интервал от обр. 511-17-1, 90–92 см до обр. 511-20 СС).

Планктонные фораминиферы характеризуются более обедненным по сравнению со среднеэоценовыми отложениями составом и удовлетворительной сохранностью (рис. 11). Их ассоциация включает 14 видов. Наиболее часто и по всему разрезу встречаются *Globigerina angiporoides*, *G. aff. linaperta*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cubensis*, реже присутствуют *Globigerapsis index* и *G. aff. tropicalis*. В нижней части разреза они сопровождаются *Globigerinita pera* и *Globigerina tripartita*, а в верхней части — *Globigerinita martini*, *Globorotalia munda*, *G. gemma*, *Globigerina galavisi*, *G. praebuloides* и *G. labiacrassata*. Эта ассоциация уверенно датирует отложения поздним эоценом, так как присутствие глобигераписов исключает олигоценовый возраст, а отсутствие видов *Acarinina* и *Pseudogloboquadrina* не позволяет отнести их к среднему эоцену (рис. 12, см. вкл.).

Верхнеэоценовые отложения Фолклендского плато по планктонным фораминиферам могут быть сопоставлены с зонами *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoensis* и *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* тропической зональной шкалы. По всей вероятности, они отвечают верхней части этого интервала. Вместе с тем отложения верхнего эоцена Фолклендского плато коррелируются с зоной *Globigerina linaperta* и нижней частью зоны *Globigerina brevis* новозеландской стратиграфической схемы.

Граница эоцена и олигоцена в скв. 511 проводится непосредственно выше последнего образца с редкими экземплярами *Globigerapsis index* (обр. 511-17-1, 90–92 см). Условность проведения границы очевидна, так как допустимо перетолжение этих раковин, а также не исключена возможность находки единичных раковин выше этой границы. Кроме того, в силу экологических причин глобигераписы могли исчезнуть в данном районе раньше эволюционного исчезновения вида. Тем не менее этот "интервал неопределенности" является достаточно узким, поскольку вышележащие слои содержат олигоценовую микрофауну.

Граница эоценовых (зона *Reticulofenestra oamaruensis*) и олигоценовых (зона *Blackites spinosus*) слоев по наннопланктону также проведена на этом уровне [Wise, 1983]. По диатомеям она проводится внутри позднеэоценовой зоны *Rylandsia inaequidiata* [Gombos, Ciesielski, 1983].

Отложения верхнего эоцена в скв. 511 характеризуются относительно бедной ассоциацией бентосных фораминифер, среди которых наиболее часто встречаются *Cibicides perlucidus*, *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Oridorsalis umbonatus*, *Guttulina adhaerens*, *Orthomorphina rohri*, *O. glandigena*, *Stilostomella nuttalli* (рис. 13).

Таким образом, эоцен Фолклендского плато сложен преимущественно кремнисто-карбонатными илами общей мощностью свыше 120 м с постепенным увеличением вверх

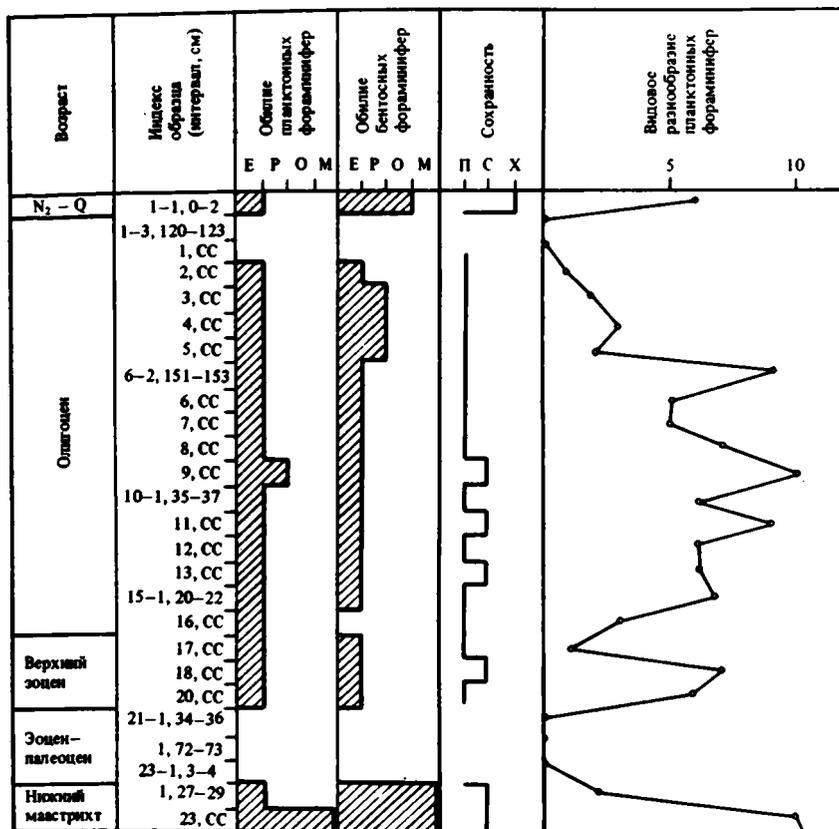


Рис. 11. Обилие, сохранность и видовое разнообразие фораминифер в кайнозойских отложениях скв. 511

Условные обозначения см. на рис. 8

по разрезу кремневой составляющей. В скв. 511 они согласно перекрываются осадками нижнего олигоцена.

В Аргентинской котловине эоценовые отложения пробурены скв. 358 в рейсе 39 "Гломар Челленджера". Обедненный состав карбонатного микропланктона в связи с накоплением осадков ниже или вблизи уровня карбонатной компенсации, а также эпизодический отбор керн позволяют стратифицировать эоцен только в самых общих чертах.

В основании разреза (керны 11, 12) залегает толща темно-коричневых железистых алевролитов и мергелистого писчего мела с обедненной ассоциацией планктонных фораминифер, которая включает *Acarinina coalingensis*, *A. densa*, *Globigerina linaperta*, *G. primitiva*, *G. turgida*, *Globorotalia aragonensis*. Бентосные фораминиферы представлены видами *Bolivinopsis*, *Nuttallides*, *Aragonia*, *Eggerella* и *Pullenia*. По заключению А.Борсма [Boersma, 1977], ассоциация фораминифер датирует отложения ранним-средним эоценом.

По наннопланктону выделяется последовательность ниже-среднеэоценовых зон *Discoaster binodosus*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster sublodoensis*, *Nannotetrina fulgens* [Perch-Nielsen, 1977]. Отложения эоцена подстилаются палеоценовыми известковистыми алевролитами и мергелистым писчим мелом (зона *Fasciculithus thympaniformis*). Хотя у границы эоцена и палеоцена детальный отбор образцов отсутствовал, выпадение из разреза четырех наннопланктонных зон

Олиготон	N-0 1-1,0-3	Возраст	Иллюстр. образцы (микрофото, см)
	1, 109-111		<i>Cibicidoides kulenbergi</i> <i>Pullenia bulloides</i>
	2, 85-87		<i>Oridorsalis umbonatus</i> <i>Alabamina dissonata</i>
	3, 120-123		<i>Stilostomella bradyi</i> <i>Guttulina adhaerens</i> <i>Pyrulina cylindroides</i> <i>Pullenia quinqueloba</i>
	4, 11-14		<i>Stilostomella nuttalli</i> <i>Stilostomella gracillima</i> <i>Orthomorphina glandigena</i> <i>Orthomorphina rohri</i>
	CC		<i>Bulimina</i> sp. <i>Gyroidinoides globosus</i> <i>Anomalinoidea spissiformis</i> <i>Stilostomella basiscarinata</i>
	2-1, 98-100		<i>Stilostomella antillea</i> <i>Boisvinopais cubensis</i> <i>Alabaminoides exiguus</i> <i>Gyroidina planulata</i>
	2, 98-100		<i>Gyroidina girardana</i> <i>Bradynella subglobosa</i> <i>Gyroidina zealandica</i> <i>Karrerella subglabra</i>
	3, 105-107		<i>Gyroidina soldanii</i> <i>Stilostomella caribea</i> <i>Hyperammina</i> sp. <i>Cibicidoides</i> sp.
	4, 25-27		<i>Nonion havaense</i> <i>Stilostomella curvatura</i> <i>Gyroidina</i> sp. <i>Bandyella beckmanni</i>
	CC		<i>Glandulina laevigata</i> <i>Martinottiella</i> spp. <i>Alabaminella weddellensis</i> <i>Pullenia quadrikoba</i>
	3-1, 80-82		<i>Martinottiella antarctica</i> <i>Chilostomella ovoidea</i> <i>Pleurostomella subnodosa</i> <i>Eggerella bradyi</i>
	2, 80-82		<i>Ellipodimorphina subcompacta</i> <i>Anomalinoidea semicribrata</i> <i>Laticarinina pauperata</i> <i>Pleurostomella acuta</i>
	3, 80-82		<i>Uvigerina peregrina</i> <i>Hoeglundina elegans</i> <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i>
	4, 80-82		
	5, 10-12		
	CC		
	4-1, 20-22		
	2, 20-22		
	3, 20-22		
	CC		
	5-1, 60-62		
	2, 60-62		
	3, 60-62		
	4, 60-62		
	5, 21-23		
	CC		
	6-1, 32-34		
	2, 32-34		

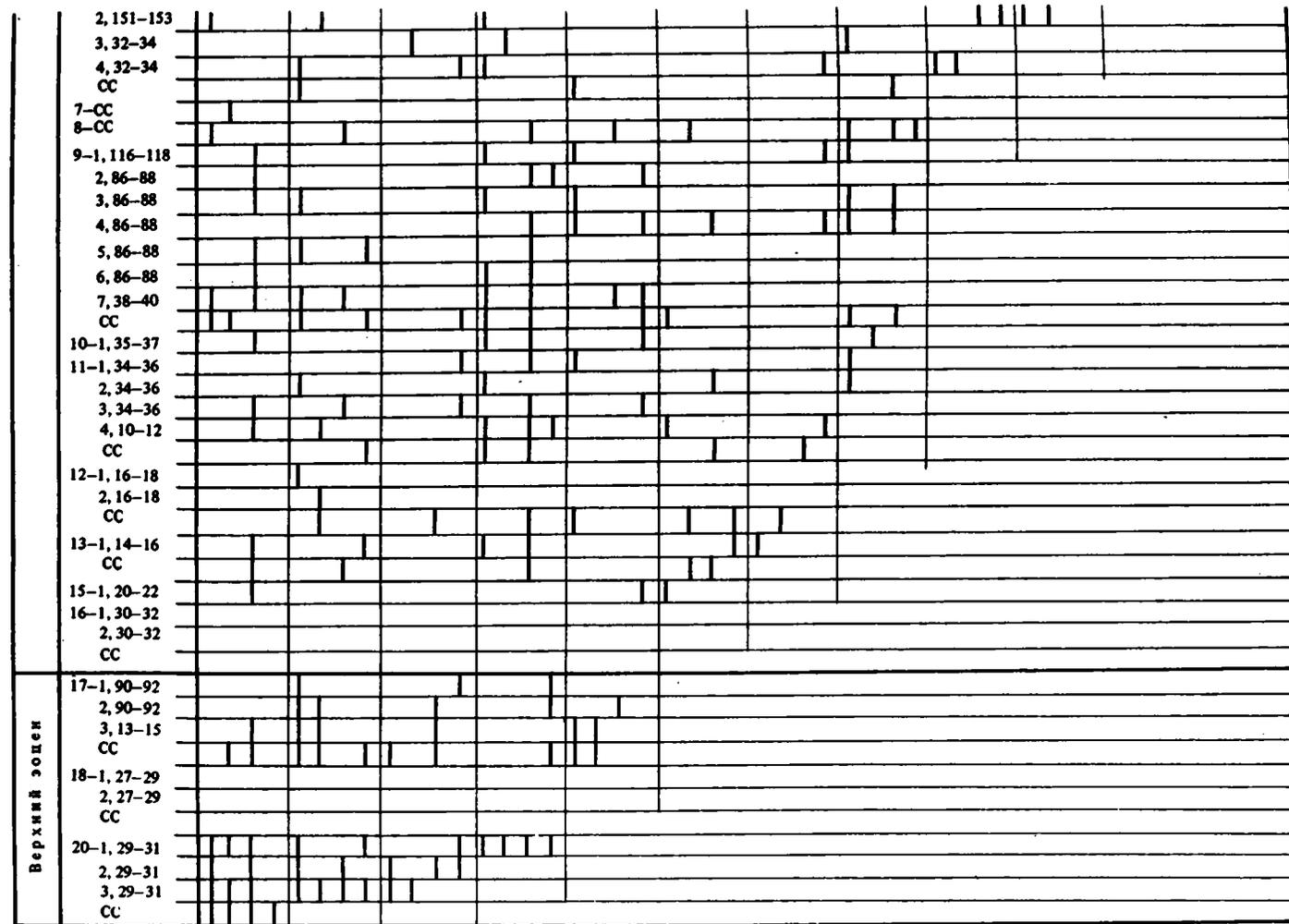


Рис. 13. Стратиграфическое распространение видов бентосных фораминифер в кайнозойских отложениях скв. 511

верхнего палеоцена позволяет предполагать наличие перерыва между палеоценом и нижним эоценом.

Выше осадков нижнего—среднего эоцена залегают зеленовато-серые кремнистые алевролиты (кern 10), практически лишенные органических остатков. Исключение составляют редкие палиноморфы — *Deflandrea phosphoritica*, *Huyschickolpoma rigidae*, *Thalassiphora succineta* и *Phtanoperidinium eocenicum*, которые предполагают позднеэоценовый возраст отложений [Ioannides, Colin, 1977]. Общая мощность около 140 м. Взаимоотношение с вышележащими олигоценовыми осадками неизвестно.

Олигоцен

Отложения олигоценового возраста установлены на Фолклендском плато (скв. 329 и 511), во Внешней Мальвинской впадине (скв. 328) и в Аргентинской котловине (скв. 358 и 513). Большая мощность осадков, достаточно разнообразная ассоциация карбонатных и кремневых микроорганизмов и непрерывный отбор керна в некоторых скважинах (скв. 511 и 513) позволили получить полный разрез олигоцена и провести его детальное биостратиграфическое расчленение.

Нижнеолигоценовые отложения на Фолклендском плато (скв. 511) согласно располагаются на верхнеэоценовых слоях. Они представлены серыми глинистыми диатомовыми илами с подчиненными прослоями более светлых наннопланктонно-диатомовых илов, количество которых уменьшается вверх по разрезу. Содержание карбоната кальция колеблется от 1–3 до 9–10%, достигаая в отдельных прослоях 18–26%. Концентрация органического углерода не превышает 0,6–0,8%. Мощность 144,5 м.

Ассоциация планктонных фораминифер состоит из 16 видов, т.е. их видовое разнообразие характеризуется низким значением. Количество раковин в образцах непостоянно, обычно уменьшаясь от подошвы к кровле разреза. Наиболее часто присутствуют *Globigerina angiporoides angiporoides*, *G. linaperta*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia munda*, *Chiloguembelina cubensis*. Реже, но постоянно встречаются *Globigerina praebulloides*, *G. senilis*, *Globigerinita martini*, *G. unicava*, *Globorotalia gemma*. В отдельных образцах из средней части разреза присутствуют *Globigerina angustiumbilocata*, *G. prasaepis* (см. рис. 12).

Эта ассоциация уверенно датирует отложения ранним олигоценом и позволяет отнести их к зонам *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii* и *Globigerina ampliapertura* тропической зональной шкалы [Blow, 1969]. Видовой состав фораминифер также близок к ассоциации из разновозрастных отложений южной части Новой Зеландии, отвечающей верхней части зоны *Globigerina brevis* и зоне *Globigerina angiporoides* региональной новозеландской стратиграфической схемы [Jenkins, 1971].

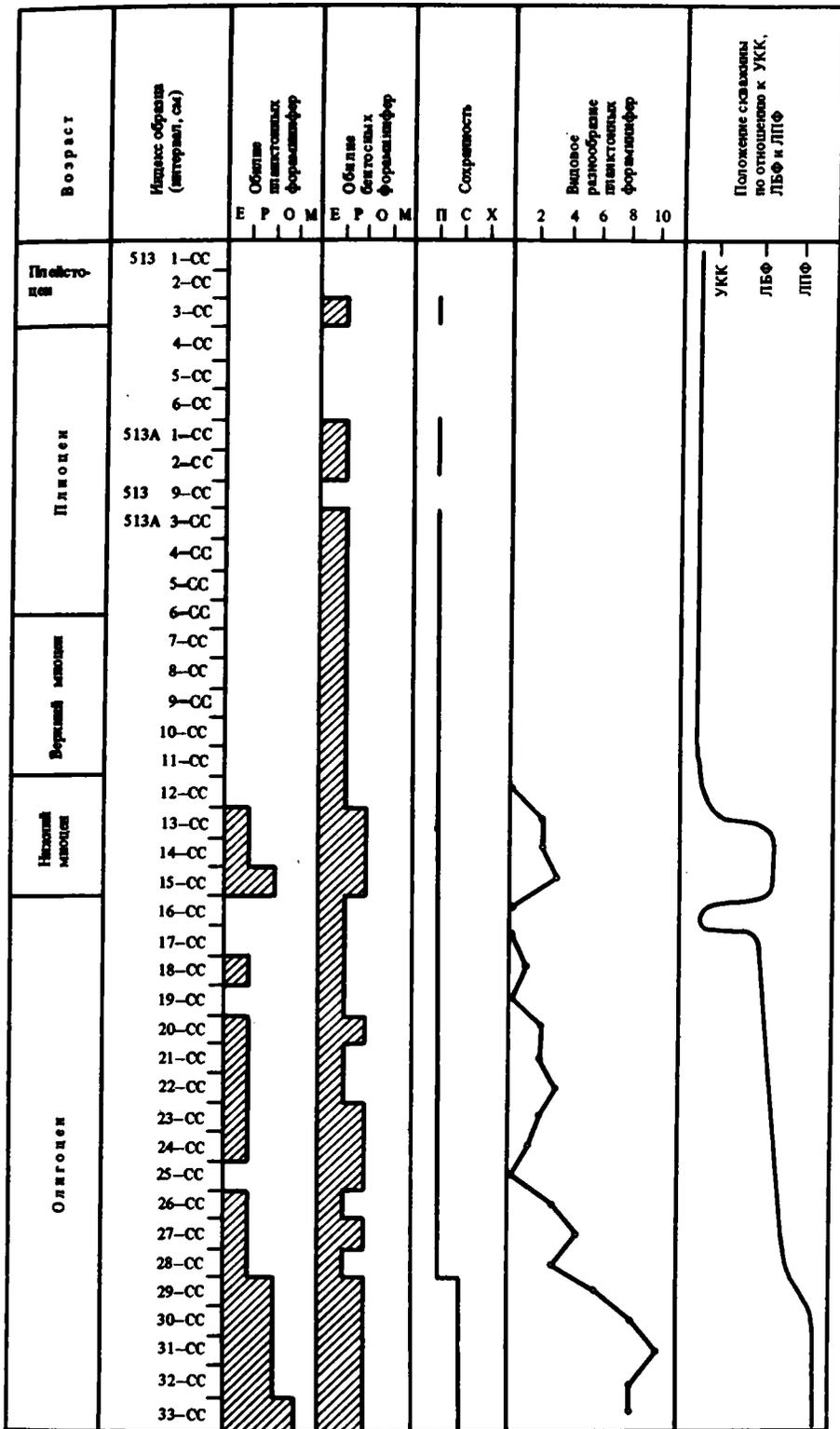
В скв. 329, пробуренной в нескольких десятках километров от скв. 511 вверх по западному склону банки Мориса Юинга, этому возрастному интервалу отвечает толща наннопланктонного и нанномикритового писчего мела с примесью кремнистого биогенного материала; мощность около 40 м. В комплексе фораминифер доминирует вид *Globigerina angiporoides*, содержание которого достигает 50–90% всей численности. В подчиненном количестве встречаются *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis*, *Globorotalia munda*, *G. nana*, *Globigerina aff. linaperta*. Сочетание *Globigerina angiporoides* и *Globorotalia munda* определяет осадки ранним олигоценом и коррелирует с зоной *Globigerina angiporoides* новозеландской зональной шкалы [Tjalsma, 1977].

В Аргентинской котловине (скв. 513 и 358) олигоценовые отложения надстраивают

Рис. 14. Обилие, сохранность и видовое разнообразие фораминифер в кайнозойских отложениях скв. 513 и положение скважины по отношению к уровню карбонатной компенсации и фораминиферовому лизоклину

УКК — уровень карбонатной компенсации; ЛБФ — лизоклин по бентосным фораминиферам; ЛПФ — лизоклин по планктонным фораминиферам

Условные обозначения см. на рис. 8



(с частичным перекрытием) разрез олигоцена Фолклендского плато. В скв. 513 они представлены переслаиванием светло-серых, зеленовато-серых и иногда пестроокрашенных илов — диатомовых, глинистых диатомовых, глинистых диатомово-наннопланктонных и чистых наннопланктонных; в нижней части разреза — отдельные прослои пясчистого мела. Общая мощность 172 м от керна 513-А-16 до керна 513-А-33. Содержание карбоната кальция колеблется в нижней половине разреза от 50 до 70%, выше оно уменьшается до нескольких процентов. Концентрация $C_{орг}$ по всему разрезу не превышает 0,1%.

В нижней части разреза (керны 24—33) содержится довольно разнообразная ассоциация планктонных фораминифер удовлетворительной сохранности (14 видов) (рис. 14). Преобладают *Globigerina angiporoides angiporoides*, *G. aff. linaperta*, *Globigerinita unicava unicava* и *G. unicava primitiva*. В подчиненном количестве присутствуют *Globorotalia gemma*, *G. munda*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerinita martini scandretti*, *Chiloguembelina cubensis*. В отдельных образцах встречены *Globigerina galavisi*, *G. ouachitaensis*, *G. praebulloides*, *G. prasaepis* и *G. senilis* (рис. 15, см. вкл.). Эти отложения имеют раннеолигоценовый возраст и могут быть сопоставлены с зоной *Globigerina angiporoides* новозеландской фораминиферовой шкалы [Jenkins, 1971].

Средняя часть разреза (керны 21—23), сложенная более кремнистыми осадками, характеризуется чрезвычайно обедненной ассоциацией фораминифер, включающей редкие *Globigerina aff. linaperta*, *G. prasaepis* и *G. labiacrassata*. Совместное нахождение этих видов позволяет датировать отложения поздним олигоценом.

Выше залегает толща диатомовых илов (керны 16—20), лишенных планктонных фораминифер. По данным других групп микропланктона (наннопланктон, диатомеи, силикофлагелляты) они отнесены также к верхнему олигоцену [Basov et al., 1983].

В скв. 358, пробуренной на севере Аргентинской котловины на глубине 4950 м, олигоценовые отложения представлены зеленовато-серыми диатомово-радиоляриевыми илами с содержанием карбоната кальция обычно менее 5% и с примесью вулканического пепла в некоторых прослоях. Мощность около 500 м (керны 2—9). Осадки практически лишены планктонных фораминифер, и только в нижней части разреза (кern 7) встречена их чрезвычайно обедненная ассоциация, состоящая из *Globorotalia (Turborotalia) opima pana* и *G. (T.) euapertura*. Скорее всего, она указывает на олигоценовый возраст. Бедность карбонатного планктона, а чаще его полное отсутствие свидетельствуют об осадконакоплении ниже уровня карбонатной компенсации. Большая мощность осадков обусловлена сочетанием интенсивного биогенного кремнеаккумуляции и турбидитной седиментации.

Олигоценовые отложения Фолклендского плато и Аргентинской котловины характеризуются относительно разнообразными бентосными фораминиферами, среди которых преобладают *Bolivinospis cubensis*, *Guttulina adhaerens*, *Oridorsalis umbonatus*, *Gyroidina planulata*, *Nonion havanense*, *Anomalinoides spissiformis*, *Pullenia quinqueloba*, *P. bulloides*, *Cibicidoides kulenbergi*, *Bulimina sp.*, *Stilostomella bradyi*, *S. basicarinata*, *S. curvatura*, *Orthomorphina rohri*. Они часто встречаются в обоих районах (рис. 16, см. вкл., см. рис. 13).

Вместе с тем некоторые виды типичны для олигоценовых отложений одного из этих районов и отсутствуют или же изредка встречаются в другом. Такими видами для Фолклендского плато являются *Hyperammina sp.*, *Pyulina cylindroides*, *Gyroidinoides subglobosus*, *Gyroidina zealandica*, *Stilostomella antillea*. В Аргентинской котловине к ним относятся *Martinottiella antarctica*, *Karrieriella subglabra*, *Eggerella bradyi*, *Gyroidina girardana*, *G. soldanii*, *Astrononion pusillum*, *Pullenia subcarinata*, *Bradynella subglobosa*, *Chrysalogonium tenuicostatum*, *Stilostomella nuttalli*.

Во Внешней Мальвинской впадине к олигоцену принадлежит толща переслаивающихся диатомовых илов, глин и цеолитовых глин мощностью около 20 м, которые с перерывом залегают на позднемиоценовых—эоценовых цеолитовых глинах и алевролитах. Олигоценовый возраст этих отложений при отсутствии карбонатного микропланктона определен на основании силикофлагеллят [Busen, Wise, 1977] и радиолярий [Barker, Dalziel et al., 1977].

Неоген

Неогеновые отложения в высоких широтах юго-западной части Атлантического океана пользуются широким распространением. Они вскрыты в пределах Фолклендского плато, Аргентинской котловины и Внешней Мальвинской впадины. Накопление неогеновых осадков происходило в условиях усиления циркуляции водных масс, обусловленного формированием и разрастанием ледового щита в Антарктиде, поэтому их разрезы характеризуются непостоянной мощностью и наличием многочисленных перерывов.

В районе Фолклендского плато, находившегося в неогене в зоне влияния Циркум-антарктического течения, их мощность колеблется от первых десятков метров в скв. 327, 511 и 512 до 370 м в скв. 329. В Аргентинской котловине накопление осадков в течение неогена происходило в более спокойных условиях, и мощность отложений этого возраста составляет 161,5 м в скв. 513 и около 340 м в скв. 358. Во Внешней Мальвинской впадине сохранилась незначительная часть неогеновых отложений мощностью 30 м.

Вследствие похолодания в высоких широтах и увеличения продуктивности кремневых микроорганизмов в поверхностных водах осадки неогена представлены преимущественно кремнистыми илами с подчиненным количеством карбонатного материала.

Сводный разрез неогеновых отложений Юго-Западной Атлантики представляется в следующем виде.

Миоцен

Базальные слои миоцена вскрыты только в скв. 513 в Аргентинской котловине. В остальных скважинах, пробуренных в Юго-Западной Атлантике, они либо уничтожены эрозией, либо пропущены при бурении из-за эпизодического отбора керна. Таким образом, скв. 513 чрезвычайно интересна в отношении положения границы олигоцена и миоцена. Нижний миоцен сложен здесь (керны 12–15) светло-коричневыми, серовато-коричневыми и коричневыми глинистыми диатомовыми илами, иногда со значительной примесью наннопланктона. Содержание карбоната кальция в нижней части разреза (керны 14 и 15) составляет 29–53%, выше (керны 13 и 12) оно падает до нуля. Содержание органического углерода не превышает 0,1%.

Осадки характеризуются обедненной ассоциацией планктонных фораминифер, которая включает только три вида – *Globigerina woodi woodi*, *G. woodi connecta* и *Globigerinita dissimilis* [Krashennikov, Vasov, 1983a]. Первые два вида являются доминирующими и позволяют коррелировать вмещающие отложения с нижнемиоценовой зоной *Globigerina woodi connecta* Новой Зеландии [Jenkins, 1971]. По данным М. Тумаркин [Toumarkine, 1978], в разрезе скв. 360 в Капской котловине эти виды встречаются вместе с *Globorotalia kugleri* и *Globigerinoides primordius*, что позволило ей сопоставить зону *Globigerina woodi connecta* с базальной нижнемиоценовой зоной *Globorotalia kugleri* – *Globigerinoides primordius* тропической–субтропической зональной схемы [Blow, 1969]. Таким образом, по планктонным фораминиферам граница олигоцена и миоцена фиксируется в основании керна 15.

Относительно разнообразный наннопланктон, содержащийся в этих отложениях, датирует их нижнюю часть (керны 13–15) поздним олигоценом – зоны *Reticulofenestra bisecta* и *Cycliscardolithus abisectus* [Wise, 1983]. Выше (кern 12) осадки лишены наннопланктона.

А. Гомбос и П. Цизильски [Gombos, Ciesielski, 1983] относят нижнюю часть интервала (керны 13–15) к диатомовой зоне *Rocella gelida* (конец позднего олигоцена – ранний миоцен), а вышележащие слои (кern 12) – к зоне *Coccolithus rhombicus* (ранний миоцен).

На основании распределения силикофлагеллят граница олигоцена и миоцена совпадает с границей между зонами *Gorbisema arkhangeliskiana* (верхний олигоцен) и *Navi-*

culopsis biapiculata (нижний миоцен) и проходит в подошве керна 14, т.е. на 9,5 м выше уровня, определенного по планктонным фораминиферам [Shaw, Ciesielski, 1983].

Радиолярии из нижнемиоценовых отложений скв. 513 отличаются эндемичным видовым составом и не допускают точной возрастной датировки [Weaver, 1983].

Как видим, граница олигоцена и миоцена в скв. 513 по различным группам планктонных микроорганизмов проведена на разных стратиграфических уровнях (см. рис. 6). Различие в определении границы между олигоценом и миоценом связано с трудностями корреляции зональных шкал, разработанных по планктонным фораминиферам, наннопланктону, диатомеям и силикофлагеллятам, а также с проблемой соотношения региональных зональных схем высоких широт южного полушария и субглобальных тропической—субтропических зональных шкал.

В Аргентинской котловине нижний миоцен вскрыт также скв. 358. Радиоляриево-диатомовые аргиллиты с примесью вулканического пепла содержат обедненную ассоциацию радиолярий и силикофлагеллят, свидетельствующую об их раннемиоценовом возрасте [Perch-Nielsen, Supko et al., 1977].

На Фолклендском плато (скв. 329) нижний миоцен, очевидно, представлен своими более высокими слоями, нежели в скв. 513 в Аргентинской впадине. Пачка светло-серых микритовых наннопланктонных илов и писчего мела с примесью кремнистого материала (мощность около 10 м) содержит обедненную ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую из *Globorotaloides cf. suteri*, *Globigerina sp.*, *G. bulloides s.l.*, *Globorotalia zealandica incognita* и *G. miozea* [Tjalsma, 1977]. К последнему виду относятся формы, переходные к *G. praescitula* [Walters, 1965]. Аналогичная ассоциация фораминифер с особями, переходными от *G. miozea miozea* к *G. praescitula*, характерна для нижней части алтонского яруса Новой Зеландии [Scott, 1972]. Этот ярус коррелируется с раннемиоценовыми зонами *Globigerinita stainforthi* и *Globigerinatella insueta* [Berggren, van Couveren, 1974].

Среднемиоценовые отложения в юго-западной части Атлантики в значительной степени были уничтожены подводной эрозией. Она обусловлена понижением температуры и разрастанием ледового щита Антарктиды во вторую половину среднего миоцена, что привело к резкому усилению циркуляции водных масс. В скв. 513 (Аргентинская котловина) средний миоцен полностью отсутствует.

На Фолклендском плато достоверно установленные отложения этого возрастного интервала вскрыты в скв. 512 (керны 2—6). Здесь на среднеэоценовых кремнисто-карбонатных илах залегают диатомовые илы мощностью 17,5 м, содержащие бедную ассоциацию планктонных фораминифер: *Globorotalia continuosa*, *G. siakensis*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides decoraperta*, *Globigerinita uvula*. Присутствие первых двух видов позволяет датировать осадки средним миоценом [Krashennikov, Basov, 1983a].

Средний миоцен, очевидно, входит в состав толщи переслаивающихся диатомовых илов, диатомовых нанноилов и наннопланктонного писчего мела мощностью около 130—140 м, вскрытой скв. 329 (керны 21—26) на Фолклендском плато. Осадки характеризуются разнообразными кремневыми и карбонатными микроорганизмами, которые, однако, дают противоречивый возраст. Если планктонные фораминиферы указывают на позднемиоценовый [Tjalsma, 1977], наннопланктон — на среднепозднемиоценовый возраст [Wise, Wind, 1977], то силикофлагелляты свидетельствуют о позднеолигоценовом—миоценовом [Busen, Wise, 1977], а диатомеи — о миоценовом возрасте отложений [Gombos, 1977]. С учетом такого различия в датировках, возраст этих осадков был условно принят среднемиоценовым [Barker, Dalziel et al., 1977].

Так же неравномерно распространены в Юго-Западной Атлантике и верхнемиоценовые отложения. Наиболее значительный разрез вскрыт скв. 329 на Фолклендском плато. Здесь в интервале кернов 2—26 они сложены зеленоватыми и серыми диатомовыми илами с примесью карбонатного наннопланктонного писчего мела мощностью около 330 м и с содержанием CaCO_3 от 10 до 76% и $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,1—0,4%. Отложения включают обедненный комплекс планктонных фораминифер — *Globigerina bulloides*, *Globorotalia acostaensis*, *G. scitula s.l.*, *G. anfracta* и реже встречающиеся *Globorotalia continuosa*, *G. panda*, *Globigerinita*

glutinata, *G. uvula* [Tjalsma, 1977]. Присутствие *Globorotalia acostaensis* вместе с *G. continuosa* датирует отложения поздним миоценом. Наннопланктон, представленный преимущественно видами *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Coccolithus pelagicus* и более редкими *Chiasmolithus altus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclococcolithina leptopora*, *Reticulofenestra bisecta*, определяет возраст отложений средним—поздним миоценом [Wise, Wind, 1977].

В скв. 512, пробуренной поблизости от скв. 329, сохранилась лишь незначительная часть верхнемиоценовых диатомовых илов мощностью 3,5 м, согласно перекрывающих отложения среднего миоцена. Они характеризуются бедными по составу планктонными фораминиферами — *Globigerina bulloides decoraperta*, *G. bulloides bulloides*, *Globorotalia acostaensis*. Последний вид датирует осадки поздним миоценом.

Вместе с типичными представителями *G. acostaensis* в этом интервале (обр. 512-1-1, 131-133 см и обр. 512-1 СС) присутствуют экземпляры с компактной четырехкамерной раковинной, по форме близкие к виду *Globigerina pachyderma*. Это сходство было отмечено Р.Тьялсмой [Tjalsma, 1977], который оба вида — *Globorotalia acostaensis* и *Globigerina pachyderma* — относил к роду *Neoglobobadrina*. Вероятно, подобные нетипичные формы, определяемые как *Globorotalia acostaensis pachyderma* [Krashennikov, Basov, 1983a], могут считаться переходными между этими видами.

В Аргентинской котловине верхний миоцен вскрыт скв. 513 (жерна 5—11). Он сложен зеленовато-серыми диатомовыми илами мощностью 66,5 м, лишенными карбоната кальция и с содержанием C_{org} 0,1—0,3%. Отложения верхнего миоцена несогласно располагаются на нижнемиоценовых слоях. Карбонатный планктон в них отсутствует. На основании распространения кремнистых микроорганизмов в разрезе снизу вверх выделены зоны: *Theocalyptra bicornis spongothorax* и *Stichocorys peregrina* по радиоляриям [Weaver, 1983]; *Denticulopsis hustedtii*/*Denticulopsis lauta* и *Denticulopsis hustedtii* по диатомеям [Ciesielski, 1983]; *Mesocena circulus*/*Mesocena diodon* и *Mesocena diodon* по силикофлагеллятам [Shaw, Ciesielski, 1983].

Отложения миоцена в юго-западной части Атлантического океана отмечены фауной довольно разнообразных бентосных фораминифер. В их составе выделяются две ассоциации, различия между которыми определяются не только стратиграфическим положением, но и экологическими условиями.

Раннемиоценовая ассоциация бентосных фораминифер представлена главным образом *Martinottiella* spp., *Eggerella bradyi*, *Karreriella subglabra*, *Bolivina cubensis*, *Spirobolivina exigua*, *Chrysalogonium tenuicostatum*, *Oridorsalis umbonatus*, *O. tenerus*, *Anomalinoidea spissiformis*, *Pullenia subcarinata*, *P. bulloides*, *Gyroidina soldanii*, *G. girardana*, *Cibicides floridanus*, *Laticarinina pauperata*, *Stilostomella nuttalli*, *S. bradyi*, *Bradynella subglobosa*. Эта микрофауна близка по видовому составу к олигоценовому комплексу. Она является показателем осадконакопления в условиях нижней батили — верхней абиссали выше уровня фораминиферового лизоклина.

Средне-верхнемиоценовые отложения Фолклендского плато содержат менее разнообразную ассоциацию, состоящую преимущественно из *Karreriella bradyi*, *Eggerella bradyi*, *Pyrgo murrhyna*, *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Melonis affinis*, *Cibicides kulenbergi*, *Laticarinina pauperata*, *Oridorsalis umbonatus*, *Gyroidina soldanii*, *Sphaeroidina bulloides*, *Bulimina inflata*, *Angulogerina esuriens*, *Bradynella subglobosa*. Аналогичный комплекс из миоценовых отложений Индийского океана, по мнению Э. Болтовской [Boltovskoy, 1978], свидетельствует об осадконакоплении на нижнебатальных глубинах (1500—2000 м) и о низком положении фораминиферового лизоклина. Многие из этих видов в настоящее время обитают в батимальной зоне вблизи антарктической конвергенции [Herb, 1971; Басов, 1975].

На Фолклендском плато отложения плиоцена либо полностью уничтожены эрозией, либо имеют незначительную мощность. Поскольку они залегают вблизи поверхности дна, нормальная их последовательность нередко нарушается при бурении колонной буровых труб. Маломощная толща этих отложений вскрыта скв. 511 и 512 на западной и восточной окраинах банки Мориса Юинга. В скв. 511 они встречены в интервале 70–300 см и представлены кварцевыми песками и гравием с примесью остатков диатомовых водорослей и включениями железомарганцевых конкреций и материала ледового разноса галечной размерности. Эти породы несогласно залегают на отложениях олигоцена. В составе плиоцена снизу вверх выделяются четыре диатомовые зоны: *Nitzschia interfrigidaria*/*Coscinodiscus vulnificus*, *Nitzschia weaveri*, *Cosmiodiscus insignis*, *Coscinodiscus kolbei*/*Rhizosolenia barboi* [Ciesielski, 1983].

В скв. 512 плиоценовые образования мощностью 57 см, сложенные среднезернистым песком, иногда тонкозернистым или гравийным, с примесью диатомей, отнесены к диатомовым зонам *Nitzschia angulata* (ранний плиоцен) и *Nitzschia interfrigidaria*/*Coscinodiscus vulnificus* (поздний плиоцен), разделенным перерывом. Отложения плиоцена с размывом подстилаются верхним миоценом [Ciesielski, 1983].

Плиоценовые осадки в районе банки Мориса Юинга вскрыты также многочисленными грунтовыми трубками при проведении геологических работ с борта аргентинского научно-исследовательского судна "Ислас Оркадас" [Ciesielski et al., 1982]. Повсеместно они с размывом залегают на более древних, от кампана–маастрихта до позднего миоцена, отложениях и представлены радиоляриевыми, диатомовыми и глинистыми илами с примесью песка и часто с включением материала ледового разноса гравийной и галечной размерности. Количество его в основании плиоценовых отложений (нижняя часть палеомагнитной эпохи Гилберт) значительно меньше, чем в их более поздних слоях (верхняя часть эпохи Гилберт, эпоха Гаусс и нижняя часть эпохи Магуяма). В некоторых колонках присутствуют железомарганцевые конкреции и зерна глауконита. Мощность отложений обычно составляет несколько десятков сантиметров и редко достигает первых метров. Внутри разреза отмечаются многочисленные перерывы.

Наиболее полные разрезы плиоценовых отложений отмечены в Аргентинской котловине, в скв. 513 и 514. Последняя из них, как уже говорилось выше, пробурена с применением новой технологии отбора непрерывного и ненарушенного керна, что позволило провести не только детальное биостратиграфическое расчленение осадков на основе распределения кремневых организмов, но и палеомагнитные исследования. Плиоцен сложен светло-серыми и зеленовато-серыми, преимущественно бескарбонатными диатомовыми и глинисто-диатомовыми илами; по всему разрезу изредка встречаются угловатые и слабоокатанные обломки различных пород размером до 4 см в диаметре. В нижней части плиоценовых отложений в скв. 514 отдельные прослои обогащены наннопланктоном и раковинами планктонных и бентосных фораминифер. Содержание карбоната кальция в этих прослоях колеблется от 1 до 9%. Содержание C_{org} по всему разрезу не превышает 0,2–0,5%. Мощность варьирует от 76 м в скв. 513 до более 127 м в скв. 514.

Отложения плиоценового возраста в скв. 513, пробуренной на глубине 4373 м и приблизительно в 250 км севернее современного положения Полярного фронта, лишены наннопланктона и планктонных фораминифер. В скв. 514, расположенной на глубине 4318 м и около 150 км севернее предыдущей скважины, осадки характеризуются рядом с разнообразным кремневым планктоном обедненной ассоциацией планктонных фораминифер (рис. 17). В основании разреза (керны 31–35) она состоит из *Globorotalia puncticulata*, *G. inflata*, *G. scitula*, *G. aff. scitula*, *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *G. aff. apertura*, *Globigerinina uvula*. Этому интервалу отвечает наибольшая численность планктонных и бентосных фораминифер. В средней части плиоцена встречены *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *Globorotalia inflata*, *G. hirsuta*, *G. puncticulata*. В кровле разреза присутствуют только *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia inflata*, *G. puncticulata*.

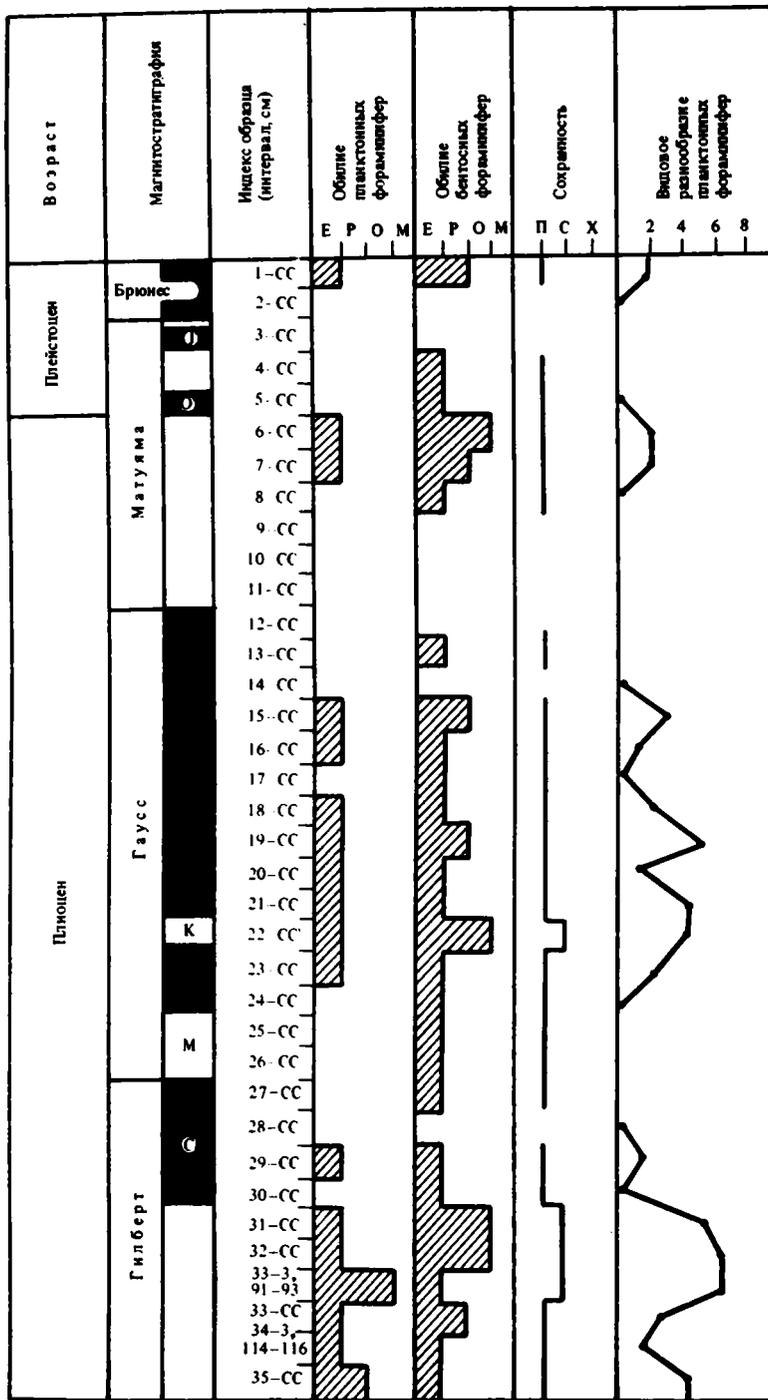


Рис. 17. Обилие, сохранность и видовое разнообразие фораминифер в кайнозойских отложениях скв. 514

Условные обозначения см. на рис. 7 и 8

Обедненный состав планктонных фораминифер не позволяет провести стратиграфическое расчленение плиоценовых отложений и точно определить границу плиоцена и плейстоцена. Некоторые исследователи [Jenkins, 1971; Poore, 1979] в качестве критерия при проведении границы между плиоценовыми и четвертичными осадками считают исчезновение *Globorotalia puncticulata*. На этом основании граница плиоцена и плейстоцена в скв. 514 должна проводиться непосредственно выше обр. 514-6 СС (глубина 27 м), в котором в последний раз встречается *G. puncticulata*. Однако отсутствие планктонных фораминифер выше этого уровня затрудняет точное определение границы. Проблема осложняется отсутствием в разрезе зонального вида *Globorotalia truncatulinoides*, первое появление которого, по мнению большинства исследователей, фиксирует подошву плейстоцена. Кроме того, имеются свидетельства, что *G. puncticulata* присутствует также и в плейстоценовых осадках [Kennett, Vella, 1975].

Разнообразный кремневый планктон (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты) в сочетании с палеомагнитными исследованиями обеспечил детальное зональное расчленение плиоценовых отложений Аргентинской котловины на основе региональных биостратиграфических шкал и точную временную привязку выделенных подразделений. В составе плиоцена здесь выделено девять местных диатомовых зон [Ciesielski, 1983] и три радиоляриевые зоны [Weaver, 1983].

Плиоценовые отложения Аргентинской котловины содержат довольно разнообразную ассоциацию бентосных фораминифер, насчитывающую в скв. 514 около 40 видов (см. рис. 14). Наибольшее видовое разнообразие бентосных фораминифер, как и планктонных, приурочено к отдельным слоям в нижней половине разреза плиоценовых осадков. Доминирующими в этих прослоях являются как агглютинированные — *Martinottiella antarctica*, *Eggerella bradyi*, *E. sp.*, так и секреторные формы — *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Melonis affinis*, *Oridorsalis umbonatus*, *P. tenerus*, *Alabaminoides exiguus*, *Alabaminella weddellensis*, *Bradynella subglobosa*. Реже встречаются *Martinottiella occidentalis*, *Karrerella bradyi*, *Spirolocammina exigua*, *Melonis barleanum*, *M. pompilioides*, *Cibicides wuellerstorfi* (рис. 18, см. вкл.).

В верхней части плиоцена бентосные фораминиферы обычно присутствуют в качестве редких экземпляров — *Martinottiella antarctica*, *Eggerella bradyi*, *E. sp.*, *Spirolocammina exigua*, *Melonis pompilioides*, *Sphaeroidina bulloides*, *Pullenia sp.*

Эти же виды встречаются изредка по всему разрезу плиоценовых отложений в скв. 513.

Ассоциация бентосных фораминифер из осадков плиоцена Аргентинской котловины представлена космополитными видами с широким стратиграфическим интервалом. Они свидетельствуют об осадконакоплении на абиссальных глубинах (4000–5000 м) вблизи или ниже уровня карбонатной компенсации. Некоторую стратиграфическую ценность имеет *Spirolocammina exigua*, которая впервые была описана из плиоценовых глубоководных осадков Индийского океана [Бурмистрова, 1978] и пока не встречается в четвертичных осадках. Вид исчезает в середине плиоценового интервала скв. 513 и 514.

Палеомагнитными исследованиями в плиоценовых осадках скв. 514 установлены эпохи прямой и обратной намагниченности: Гилберт с палеомагнитным событием Кочити (керны 27–35), Гаусс с событиями Мамот и Каена (керны 12–26) и Матюяма [Salloway, 1983]. Граница плиоцена и плейстоцена проведена внутри палеомагнитной эпохи Матюяма непосредственно ниже слоя на глубине 21,4 м, отвечающего событию Олдувей (1,8 млн лет).

В пределах Внешней Мальвинской впадины (скв. 328) к плиоцену отнесена мало мощная (около 2,5 м) пачка желтовато-серых глинистых диатомовых илов с рассеянным материалом ледового разноса алевритовой, песчаной и галечной размерности. В составе этой пачки выделяются зоны *Nitzschia interfrigidaria* и *Cosmiodiscus insignis* по диатомеям [Gombos, 1977] и зона *Distephanus speculum* по силикофлагеллятам [Busen, Wise, 1977]. Плиоценовый возраст осадков подтвержден также радиоляриями. Отложения плиоцена с размывом залегают на миоценовых слоях и несогласно перекрываются осадками плейстоцена.

Четвертичные отложения

Отложения четвертичного периода, как и плиоценовые осадки, в юго-западной части Атлантического океана развиты главным образом в Аргентинской котловине. На Фолклендском плато они покрывают маломощным чехлом (обычно первые десятки сантиметров) наиболее приподнятые южную и центральную части банки Мориса Юинга и изучены в скв. 327, 511 и 512 и в колонках, полученных с помощью грунтовых трубок [Ciesielski, Wise, 1977; Ciesielski et al., 1982].

Четвертичные осадки повсеместно с перерывом залегают на плиоценовых отложениях и представлены преимущественно песчанистыми диатомовыми илами, песком и гравием с примесью диатомей. В значительном количестве в них содержатся обломки осадочных, изверженных и метаморфических пород со штриховкой, являющиеся продуктом ледового разноса. Наибольшей мощности (около 10 м) они достигают в скв. 327 на юго-восточном окончании банки Мориса Юинга, где по распределению диатомей в их составе выделяются две зоны — *Coscinodiscus elliptopora/Actinocyclus ingens* и *Coscinodiscus lentiginosus*. Граница между ними приблизительно совпадает с границей палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма [Gombos, 1977]. Эти зоны выделены и в расположенной поблизости скв. 511. В скв. 512 на восточном окончании банки Мориса Юинга в интервале 0–35 см выделена только верхняя зона *Coscinodiscus lentiginosus* [Ciesielski, 1983].

Четвертичные отложения в пределах банки Мориса Юинга характеризуются обедненной ассоциацией планктонных фораминифер, включающей холодноводные *Globigerina pachyderma*, *G. bulloides*, *Globorotalia inflata*, *G. truncatulinoides*, *G. scitula*, *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*. Вид *Globorotalia truncatulinoides* представлен низкоконическими экземплярами; некоторыми исследователями [Herb, 1968] они рассматриваются в качестве холодноводной разновидности этого вида. Бентосные фораминиферы более разнообразны — глубоководные *Eggerella bradyi*, *Pyrgo murrhina*, *Lagena gracillima*, *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Gyroidina soldanii*, *G. orbicularis*, *Hoeglundina elegans*, *Laticarinina pauperata*, *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Trifarina angulosa*, *Bulimina aculeata*, *Cassidulina laevigata*. Подобная ассоциация в настоящее время в Южной Атлантике обитает в батимальной зоне к северу от Антарктической конвергенции [Herb, 1971; Басов, 1975].

В Аргентинской котловине четвертичные отложения достигают мощности 28 м. Здесь их разрез состоит преимущественно из зеленовато-коричневых и темно-серых диатомовых илов и глин с включениями железомарганцевых конкреций и рассеянных кварцевых зерен и угловатых обломков пород размером до 4 см. В скв. 513 в нижней части разреза четвертичных отложений отмечаются прослойки мощностью несколько сантиметров с незначительной примесью карбонатного материала.

Четвертичные отложения Аргентинской котловины практически лишены фораминифер, за исключением самого верхнего слоя в скв. 514, где встречены планктонные *Globigerina pachyderma* и *Globorotalia inflata* совместно с бентосными видами — *Cyclammina pusilla*, *Martinottiella antarctica*, *Psammospaera fusca*, *Reophax nodulosa*, *Uvigerina aff. dirupta*. Стратиграфическое расчленение проводится с помощью кремневых микроорганизмов. Снизу вверх здесь выделены три радиоляриевые зоны — *Saturnalis circulus*, *Stylatractus universus* и *Antarctissa denticulata* [Weaver, 1983] и три диатомовые — *Rhizosolenia barboi/Nitzschia kerguelensis*, *Coscinodiscus elliptopora/Actinocyclus ingens* и *Coscinodiscus lentiginosus* [Ciesielski, 1983]. В обеих скважинах они согласно подстилаются верхнеплиоценовыми отложениями (диатомовая зона *Coscinodiscus vulnificus* и радиоляриевая зона *Eucyrtidium calvertense*).

Основные скважины, вскрывшие отложения кайнозоя на Фолклендском плато и в Аргентинской котловине, находятся в пределах 46–52° ю.ш. Для сравнения рассмотрим зональную стратиграфию кайнозоя возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу, расположенных значительно севернее — в пределах 28–31° ю.ш. (см. табл. 1). К сожалению, между этими двумя районами акватория Атлантического океана не захвачена бурением с корабля "Гломар Челленджер". Подобный пробел в наших знаниях накладывает большие ограничения на точность корреляции кайнозойских отложений высокоширотного и субтропического поясов Южной Атлантики.

Главные особенности стратиграфии палеогена и неогена возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу ранее рассматривались В.А. Крашенинниковым [1978]. Роль этих разрезов весьма значительна для понимания стратиграфии и геологической истории кайнозоя Атлантического океана.

В пределах возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу мы сталкиваемся с совершенно иным типом разрезов кайнозоя — широким развитием здесь пользуются карбонатные отложения с обильным наннопланктоном и планктонными фораминиферами. Планктон с кремневым скелетом отходит на второй план.

В данной области отложения кайнозоя изучались в 3, 39 и 72-м рейсах "Гломар Челленджера" [Maxwell, von Herzen et al., 1970; Perch-Nielsen, Supko et al., 1977; Barker, Carlson, Johnson et al., 1983]. Наиболее полные разрезы получены в последних двух рейсах (скв. 356, 357, 516–518); в 3-м рейсе в связи с эпизодическим опробованием в скважинах (скв. 21 и 22) изучены лишь разрозненные части кайнозойского разреза.

Палеоген

Как на возвышенности Риу-Гранди, так и на плато Сан-Паулу базальные слои кайнозоя согласно располагаются на отложениях маастрихта. Граница мела и палеоцена проходит внутри пачки монотонного наннопланктонного писчего мела на плато Сан-Паулу и чередующихся известняков и глинистых известняков на возвышенности Риу-Гранди (рис. 19). Эти литологические особенности сохраняются для всего палеоценового интервала. Мощность отложений палеоцена достигает 100–110 м (скв. 516 и 356).

Ассоциация планктонных фораминифер палеоцена насчитывает около 30 видов и позволяет провести их расчленение на зональной основе [Voersma, 1977; Pujol, 1983]. Здесь устанавливаются все палеоценовые зоны тропической и субтропической шкалы [Bolli, 1957a; Hardenbol, Berggren, 1978; Premoli Silva, Bolli, 1973].

Базальная зона палеоцена — зона *Globigerina eugubina* — достоверно установлена только в скв. 356 по присутствию индекс-вида, предковой формы *Globoconusa daubjergensis*, *Globigerina triloculinoides* и обильных "G." *fringa* и *Globorotalia pseudobulloidis*. В скв. 516 этой зоне, вероятно, отвечают отложения мощностью всего несколько сантиметров. Они залегают непосредственно на маастрихтских слоях с редкими глоботрунканами, содержат раковины, описанные как *Eoglobigerina* sp. [Pujol, 1983]. В скв. 357 зона *Globigerina eugubina*, скорее всего, пропущена в неопробованном интервале на границе мела и палеогена.

Зона *Globorotalia pseudobulloidis* установлена на возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу по присутствию индекс-вида, *Globoconusa daubjergensis*, *Globigerina triloculinoides*, *G. varia*ta, *Woodringina hornstownensis*,

Зона *Globorotalia trinidadensis* в скв. 357 и 516 характеризуется ассоциацией фораминифер, состоящей из индекс-вида, *Globigerina triloculinoides*, *G. varia*ta, *Globorotalia pseudobulloidis*, *G. compressa*.

Зона *Acarinina uncinata* фиксируется во всех трех скважинах по первому появлению индекс-вида, встреченного совместно с *A. inconstans*, *A. praecursoria*, *Globorotalia trinidadensis*, *G. pseudobulloidis*, *Globigerina triloculinoides*, *G. varia*ta.

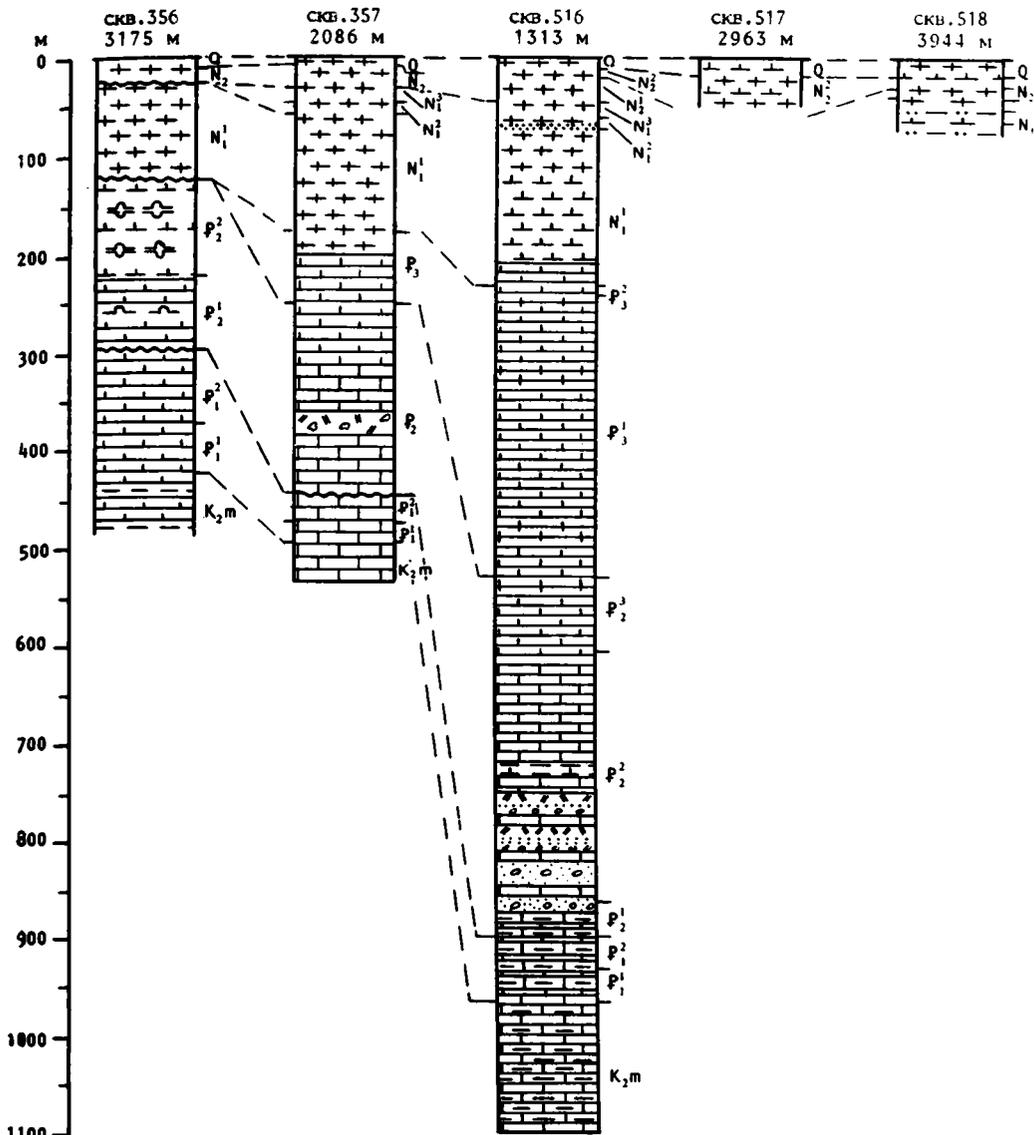


Рис. 19. Корреляция кайнозойских отложений юго-западной части Южной Атлантики (плато Сан-Паулу и возвышенность Риу-Гранди)
Условные обозначения см. на рис. 3

Отложения рассмотренных выше зон отвечают датскому ярусу или нижнему подотделу палеоцена стратиграфической шкалы [Крашениников, 1982].

Разрез отложений собственно палеоцена начинается зоной *Globorotalia angulata* s.l., которая установлена в скв. 356, 357 и 516 и характеризуется разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер, лучше всего изученной в скв. 516 [Pujol, 1983]. Наряду с видами из подстилающих отложений (*Globigerina triloculinoides*, *G. varianta*, *Globorotalia compressa*, *G. pseudobulloides*, *Acarinina praecursoria*, *A. uncinata*, *A. inconstans*) она включает также ряд новых видов. В нижней части зоны появляются индекс-вид, *Globorotalia haunsbergensis*, *Acarinina spiralis*. Выше ассоциация фораминифер до-

полняется видами *Globorotalia conicotruncata*, *G. chapmani*, *G. pusilla*, *Globigerina triangularis*. В скв. 516 в составе зоны *Globorotalia angulata* s.l., по всей вероятности, присутствуют зона *Globorotalia angulata* s.str. и зона *Globorotalia pusilla*; граница между ними может быть проведена в средней части зоны *Globorotalia angulata* s.l. по появлению *Globorotalia conicotruncata* и *G. pusilla*. В скв. 356 и 357, где распределение фораминифер изучено с меньшей детальностью, разделение зоны *Globorotalia angulata* s.l. на две самостоятельные зоны не представляется возможным.

Зона *Globorotalia pseudomenardii* выделяется в скв. 356 и 516 по присутствию индекса вида совместно с *G. aequa*, *G. chapmani*, *G. occlusa*, *G. velascoensis*, *Globigerina triangularis*, *G. velascoensis*, *Acarinina intermedia*, *A. mckannai*. В скв. 357 отложения этой зоны, как и вышележащие слои палеоцена, скорее всего, уничтожены эрозией.

Зона *Globorotalia velascoensis* венчает разрез палеоцена в скв. 516; в скв. 356 и 357 она отсутствует и граница палеоцена и эоцена отмечена стратиграфическим перерывом. Правда, в скв. 516 зона *Globorotalia velascoensis* входит в состав нерасчлененного интервала вместе с нижнеэоценовой зоной *Globorotalia subbotinae*. Этот интервал отмечен обедненной ассоциацией планктонных фораминифер, состоящей из *Globorotalia aequa*, *G. occlusa*, *G. velascoensis*, *G. subbotinae*, *Globigerina velascoensis*, *G. triangularis*, *Acarinina acarinata*, *A. triplex*, *A. soldadoensis* и не позволяющей расчленить его на две зоны. Нижняя граница зоны *Globorotalia velascoensis* проведена по исчезновению *Globorotalia pseudomenardii* и *Acarinina mckannai*.

Эоценовые отложения на возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу вскрыты в тех же скважинах, что и палеоценовые осадки. В скв. 356 и 357 они залегают на последних со стратиграфическим перерывом. В скв. 356 перерыв охватывает интервал верхнепалеоценовой зоны *Globorotalia velascoensis* и нижнеэоценовой зоны *Globorotalia subbotinae*; в скв. 357 из разреза, кроме этих зон, выпадает также верхнепалеоценовая зона *Globorotalia pseudomenardii*. В скв. 516 эоценовые слои залегают на палеоцене согласно, но нижний эоцен включает блоки меловых отложений оползневого происхождения.

Осадки эоцена отличаются большим литологическим разнообразием. Даже в близко расположенных друг от друга скв. 357 и 516 на северном склоне возвышенности Риу-Гранди состав эоценовых отложений существенно различен.

В скв. 357, пробуренной в средней части склона, разрез эоцена мощностью около 200 м начинается оранжево-серыми до коричневыми известняками, переходящими в нелитифицированные светло-серые нано-фораминиферовые илы с прослоями нано-планктонного писчего мела и известняка. Они сменяются горизонтом мощностью около 15 м вулканической брекчии, заключенной в доломитизированный известняк.

В скв. 516 выше по склону возвышенности разрез эоцена имеет сложное строение. Базальные слои эоцена сложены мергелистыми известняками, аналогичными подстилающим верхнепалеоценовым. Выше располагается пачка известняков мощностью около 15 м, которая имеет позднемеловой возраст и представляет собой аллохтонный блок, перемещенный в результате оползня. Далее следует мощная (около 200 м) толща переслаивания нано-планктонных, нано-фораминиферовых, глинистых и микритовых известняков, турбидитов и пелловых прослоев. Венчается разрез эоцена толщей (около 130 м) нано-планктонных известняков, вверх по разрезу переходящих в писчий мел. Общая мощность эоценовых отложений в скв. 516 составляет около 370 м.

На плато Сан-Паулу эоцен в нижней своей части представлен преимущественно кремненным мелом с редкими прослоями кремнистых нано-планктонных илов, цеолитового писчего мела и чистых нано-планктонных илов. Верхняя половина эоцена сложена кремнисто-карбонатными илами, в которых соотношение кремнистого (диатомей, радиолярии) и карбонатного (нано-планктон, фораминиферы) биогенного материала постоянно меняется. Мощность эоценовых осадков на плато Сан-Паулу составляет около 120 м.

Отложения эоцена характеризуются разнообразной ассоциацией планктонных фора-

минифер. В целом она богаче по сравнению с палеоценовым комплексом и позволяет провести зональное расчленение осадков на основе тропической—субтропической зональной шкалы. Вместе с тем в ней отсутствуют или крайне редки некоторые типичные и стратиграфически важные эоценовые виды (*Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri*, *Orbulinoides beckmanni* и др.), которые широко распространены в тропической области. Их отсутствие, возможно, связано с неблагоприятными условиями захоронения, но не исключено, что оно объясняется экологическими (палеоклиматическими) причинами.

В разрезе эоцена возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу присутствуют отложения всех трех подотделов. В нижнеэоценовом интервале установлены следующие зоны.

Зона *Globorotalia subbotinae* встречается только в разрезе скв. 516 вместе с палеоценовой зоной *Globorotalia velascoensis* в составе нерасчлененного интервала. Наличие ее подтверждается сочетанием *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. soldadoensis*, *A. triplex*, *A. intermedia*.

Зона *Globorotalia formosa* определена в скв. 356 и 357 по присутствию в осадках *Globorotalia quetra*, *G. wilcoxensis*, *G. aequa*, *G. subbotinae*, *Acarinina broedermanni*, *A. primitiva*, *Pseudohastigerina micra* при отсутствии индекс-вида. Под мелкими примитивными экземплярами *Globorotalia aragonensis*, очевидно, понимается вид *G. lensiformis*.

Зона *Globorotalia aragonensis* также установлена в скв. 356 и 357 и отсутствует в скв. 516. Совместно с типичными представителями индекс-вида встречаются *Globigerina linaperta*, *Globigerinita howei*, *Acarinina broedermanni*, *A. esnaensis*, *A. mckannai*, *A. primitiva*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia wilcoxensis*, *Pseudohastigerina micra*. Преобладающими в ассоциации являются акаринины, что, вероятно, свидетельствует об относительно холодноводных условиях.

Зона *Globorotalia palmerae* — самая верхняя зона нижнего эоцена — не найдена ни в одной из скважин; в скв. 516 она, возможно, уничтожена оползнем, а в скв. 356 и 357 пропущена при редком отборе керна.

В среднем эоцене фиксируется вся серия зон.

Зона *Hantkenina aragonensis* прослежена в скв. 356 и 516; в первой из них присутствует в составе нерасчлененного интервала совместно с зоной *Globigerapsis kugleri*. Отложения зоны *Hantkenina aragonensis* в скв. 516 характеризуются разнообразными планктонными фораминиферами. Доминируют *Globigerina bakeri*, *G. linaperta*, *G. frontosa*, *G. hornibrooki*, *G. eosaena*, *Acarinina bullbrooki*, *A. broedermanni*, *Globorotalia spinulosa*, *Globorotaloides turgida*. Единичные экземпляры рода *Hantkenina* встречены лишь в отдельных образцах. По этой причине нижняя граница зоны (и среднего эоцена) проводится по появлению в разрезе *Acarinina bullbrooki* и *Globorotaloides turgida* [Pujol, 1983].

В скв. 356 ханткенины в осадках этой зоны отсутствуют, что свидетельствует, с учетом их единичных находок в скв. 516, в пользу относительно холодноводных условий в этом районе.

Зона *Globigerapsis kugleri* установлена в скв. 356. В двух других скважинах она входит в состав нерасчлененного интервала совместно с зонами *Globorotalia lehneri* и *Orbulinoides beckmanni* в скв. 516 и с зоной *Globorotalia lehneri* в скв. 357.

Ассоциация планктонных фораминифер зоны *Globigerapsis kugleri* состоит из индекс-вида, *Globigerina boweri*, *G. higginsi*, *Globorotalia lehneri*, *Globorotaloides turgida*, *Truncorotaloides topilensis*, *Acarinina bullbrooki*, *A. broedermanni*, *A. coalingensis*.

Зона *Globorotalia lehneri* известна из осадков скв. 356; в остальных скважинах из-за обеднения микрофауны она не отделяется от зон *Globigerapsis kugleri* и *Orbulinoides beckmanni* (скв. 516) и от зоны *Orbulinoides beckmanni* (скв. 357). Наряду с индекс-видом здесь встречены *Globigerina linaperta*, *Globorotalia spinulosa*, *Pseudohastigerina micra*, *Acarinina bullbrooki*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globigerinita cf. howei*, *G. martini*, *Globorotaloides turgida*, *Globigerapsis index*, *Hantkenina liebusi*.

Зона *Orbulinoides beckmanni* в данном районе присутствует в нерасчлененной толще

полняется видами *Globorotalia conicotruncata*, *G. chapmani*, *G. pusilla*, *Globigerina triangularis*. В скв. 516 в составе зоны *Globorotalia angulata* s.l., по всей вероятности, присутствуют зона *Globorotalia angulata* s.str. и зона *Globorotalia pusilla*; граница между ними может быть проведена в средней части зоны *Globorotalia angulata* s.l. по появлению *Globorotalia conicotruncata* и *G. pusilla*. В скв. 356 и 357, где распределение фораминифер изучено с меньшей детальностью, разделение зоны *Globorotalia angulata* s.l. на две самостоятельные зоны не представляется возможным.

Зона *Globorotalia pseudomenardii* выделяется в скв. 356 и 516 по присутствию индекса вида совместно с *G. aequa*, *G. chapmani*, *G. occlusa*, *G. velascoensis*, *Globigerina triangularis*, *G. velascoensis*, *Acarinina intermedia*, *A. mckannai*. В скв. 357 отложения этой зоны, как и вышележащие слои палеоцена, скорее всего, уничтожены эрозией.

Зона *Globorotalia velascoensis* венчает разрез палеоцена в скв. 516; в скв. 356 и 357 она отсутствует и граница палеоцена и эоцена отмечена стратиграфическим перерывом. Правда, в скв. 516 зона *Globorotalia velascoensis* входит в состав нерасчлененного интервала вместе с нижнеэоценовой зоной *Globorotalia subbotinae*. Этот интервал отмечен обеденной ассоциацией планктонных фораминифер, состоящей из *Globorotalia aequa*, *G. occlusa*, *G. velascoensis*, *G. subbotinae*, *Globigerina velascoensis*, *G. triangularis*, *Acarinina acarinata*, *A. triplex*, *A. soldadoensis* и не позволяющей расчленить его на две зоны. Нижняя граница зоны *Globorotalia velascoensis* проведена по исчезновению *Globorotalia pseudomenardii* и *Acarinina mckannai*.

Эоценовые отложения на возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу вскрыты в тех же скважинах, что и палеоценовые осадки. В скв. 356 и 357 они залегают на последних со стратиграфическим перерывом. В скв. 356 перерыв охватывает интервал верхнепалеоценовой зоны *Globorotalia velascoensis* и нижнеэоценовой зоны *Globorotalia subbotinae*; в скв. 357 из разреза, кроме этих зон, выпадает также верхнепалеоценовая зона *Globorotalia pseudomenardii*. В скв. 516 эоценовые слои залегают на палеоцене согласно, но нижний эоцен включает блоки меловых отложений оползневого происхождения.

Осадки эоцена отличаются большим литологическим разнообразием. Даже в близко расположенных друг от друга скв. 357 и 516 на северном склоне возвышенности Риу-Гранди состав эоценовых отложений существенно различен.

В скв. 357, пробуренной в средней части склона, разрез эоцена мощностью около 200 м начинается оранжево-серыми до коричневых известняками, переходящими в нелитифицированные светло-серые нано-фораминиферовые илы с прослоями нано-планктонного писчего мела и известняка. Они сменяются горизонтом мощностью около 15 м вулканической брекчии, заключенной в доломитизированный известняк.

В скв. 516 выше по склону возвышенности разрез эоцена имеет сложное строение. Базальные слои эоцена сложены мергелистыми известняками, аналогичными подстилающим верхнепалеоценовым. Выше располагается пачка известняков мощностью около 15 м, которая имеет позднемеловой возраст и представляет собой аллохтонный блок, перемещенный в результате оползня. Далее следует мощная (около 200 м) толща переслаивания нано-планктонных, нано-фораминиферовых, глинистых и микритовых известняков, турбидитов и пелловых прослоев. Венчается разрез эоцена толщей (около 130 м) нано-планктонных известняков, вверх по разрезу переходящих в писчий мел. Общая мощность эоценовых отложений в скв. 516 составляет около 370 м.

На плато Сан-Паулу эоцен в нижней своей части представлен преимущественно окремненным мелом с редкими прослоями кремнистых нано-планктонных илов, цеолитового писчего мела и чистых нано-планктонных илов. Верхняя половина эоцена сложена кремнисто-карбонатными илами, в которых соотношение кремнистого (диатомей, радиолярии) и карбонатного (нано-планктон, фораминиферы) биогенного материала постоянно меняется. Мощность эоценовых осадков на плато Сан-Паулу составляет около 120 м.

Отложения эоцена характеризуются разнообразной ассоциацией планктонных фора-

минифер. В целом она богаче по сравнению с палеоценовым комплексом и позволяет провести зональное расчленение осадков на основе тропической—субтропической зональной шкалы. Вместе с тем в ней отсутствуют или крайне редки некоторые типичные и стратиграфически важные эоценовые виды (*Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri*, *Orbulinoides beckmanni* и др.), которые широко распространены в тропической области. Их отсутствие, возможно, связано с неблагоприятными условиями захоронения, но не исключено, что оно объясняется экологическими (палеоклиматическими) причинами.

В разрезе эоцена возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу присутствуют отложения всех трех подотделов. В нижнеэоценовом интервале установлены следующие зоны.

Зона *Globorotalia subbotinae* встречается только в разрезе скв. 516 вместе с палеоценовой зоной *Globorotalia velascoensis* в составе нерасчлененного интервала. Наличие ее подтверждается сочетанием *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. soldadoensis*, *A. triplex*, *A. intermedia*.

Зона *Globorotalia formosa* определена в скв. 356 и 357 по присутствию в осадках *Globorotalia quetra*, *G. wilcoxensis*, *G. aequa*, *G. subbotinae*, *Acarinina broedermanni*, *A. primitiva*, *Pseudohastigerina micra* при отсутствии индекс-вида. Под мелкими примитивными экземплярами *Globorotalia aragonensis*, очевидно, понимается вид *G. lensiformis*.

Зона *Globorotalia aragonensis* также установлена в скв. 356 и 357 и отсутствует в скв. 516. Совместно с типичными представителями индекс-вида встречаются *Globigerina linaperta*, *Globigerinita howei*, *Acarinina broedermanni*, *A. esnaensis*, *A. mckannai*, *A. primitiva*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia wilcoxensis*, *Pseudohastigerina micra*. Преобладающими в ассоциации являются акаринины, что, вероятно, свидетельствует об относительно холодноводных условиях.

Зона *Globorotalia palmerae* — самая верхняя зона нижнего эоцена — не найдена ни в одной из скважин; в скв. 516 она, возможно, уничтожена оползнем, а в скв. 356 и 357 пропущена при редком отборе керн.

В среднем эоцене фиксируется вся серия зон.

Зона *Hantkenina aragonensis* прослежена в скв. 356 и 516; в первой из них присутствует в составе нерасчлененного интервала совместно с зоной *Globigerapsis kugleri*. Отложения зоны *Hantkenina aragonensis* в скв. 516 характеризуются разнообразными планктонными фораминиферами. Доминируют *Globigerina bakeri*, *G. linaperta*, *G. frontosa*, *G. hornibrooki*, *G. eoscaena*, *Acarinina bullbrooki*, *A. broedermanni*, *Globorotalia spinulosa*, *Globorotaloides turgida*. Единичные экземпляры рода *Hantkenina* встречены лишь в отдельных образцах. По этой причине нижняя граница зоны (и среднего эоцена) проводится по появлению в разрезе *Acarinina bullbrooki* и *Globorotaloides turgida* [Pujol, 1983].

В скв. 356 ханткенины в осадках этой зоны отсутствуют, что свидетельствует, с учетом их единичных находок в скв. 516, в пользу относительно холодноводных условий в этом районе.

Зона *Globigerapsis kugleri* установлена в скв. 356. В двух других скважинах она входит в состав нерасчлененного интервала совместно с зонами *Globorotalia lehneri* и *Orbulinoides beckmanni* в скв. 516 и с зоной *Globorotalia lehneri* в скв. 357.

Ассоциация планктонных фораминифер зоны *Globigerapsis kugleri* состоит из индекс-вида, *Globigerina boweri*, *G. higginsii*, *Globorotalia lehneri*, *Globorotaloides turgida*, *Truncorotaloides topilensis*, *Acarinina bullbrooki*, *A. broedermanni*, *A. coalingensis*.

Зона *Globorotalia lehneri* известна из осадков скв. 356; в остальных скважинах из-за обеднения микрофауны она не отделяется от зон *Globigerapsis kugleri* и *Orbulinoides beckmanni* (скв. 516) и от зоны *Orbulinoides beckmanni* (скв. 357). Наряду с индекс-видом здесь встречены *Globigerina linaperta*, *Globorotalia spinulosa*, *Pseudohastigerina micra*, *Acarinina bullbrooki*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globigerinita cf. howei*, *G. martini*, *Globorotaloides turgida*, *Globigerapsis index*, *Hantkenina liebisi*.

Зона *Orbulinoides beckmanni* в данном районе присутствует в нерасчлененной толще

осадков среднего эоцена. Ее положение в разрезе намечается появлением *Globigerina angiporoides*, *G. praebulloides*, *Globorotalia centralis*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerinatheca barri*. Индекс-вид в среднем эоцене возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу не встречен.

Разрез среднего эоцена венчается отложениями зоны *Truncorotaloides rohri* (скв. 516); в скв. 356 и 357 отложения этой зоны уничтожены эрозией. Ассоциация планктонных фораминифер насчитывает более 20 видов, из которых наиболее часто встречаются *Globigerina linaperta*, *G. galavisi*, *G. corpulenta*, *Globorotalia spinulosa*, *G. pomeroli*, *G. cerroazulensis*, *G. cf. medizzai*, *Globigerapsis index*, *Globigerinatheca barri*, *Globigerinita howei*, *G. tropicalis*. Нижняя граница зоны из-за отсутствия ее индекс-вида и *Orbulinoides beckmanni* проводится условно.

Отложения верхнего эоцена встречены на возвышенности Риу-Гранди (скв. 357 и 516). На плато Сан-Паулу они уничтожены эрозией, и здесь непосредственно на среднеэоценовых осадках с размывом залегает базальная зона нижнего миоэоцена *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*. В нижней части склона возвышенности Риу-Гранди на рубеже среднего и позднего эоцена также имел место стратиграфический перерыв. В скв. 357 он охватывает интервал зоны *Truncorotaloides rohri* (средний эоцен). Но выше наблюдается вся серия зон верхнего эоцена: *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoensis*, *Globorotalia centralis* – *Globigerina gortanii*.

В скв. 516 ассоциация планктонных фораминифер обедненная и верхний эоцен на зоны не расчленяется. Наннопланктон более разнообразен и позволяет выделить все зоны среднего и верхнего эоцена, т.е. у вершины возвышенности Риу-Гранди осадконакопление на протяжении этого времени было непрерывным.

В комплексе планктонных фораминифер верхнего эоцена преобладают *Globigerina linaperta*, *G. galavisi*, *G. corpulenta*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Globigerapsis index*, *G. tropicalis*, *Globigerinita unicava primitiva*, *G. pera*, *G. howei*. Они сопровождаются более редкими *Globigerina tripartita*, *Globorotalia cocoensis*, *Globigerapsis semiinvoluta*, *Pseudohastigerina barbadoensis*. Показателем близости кровли верхнего эоцена служит исчезновение в осадках всех представителей рода *Globigerapsis*, а также вида *Globorotalia cocoensis* [Berggren et al., 1983].

Таким образом, ассоциация планктонных фораминифер эоцена плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди достаточно богата и разнообразна. Однако некоторые типично тропические–субтропические виды отсутствуют или встречаются редко и в качестве единичных экземпляров, что снижает надежность обоснования межзональных границ. Очевидно, особенности микрофауны отражают умеренно субтропические палеотемпературные условия рассматриваемого региона Атлантического океана. Понижение температуры, начавшееся в среднем эоцене и более отчетливое в позднем эоцене, подтверждается также доминированием в комплексе глобигеринид и акаринин, подчиненной ролью килеватых глобороталид и появлением, начиная со среднего эоцена, в большом количестве кремневых микроорганизмов.

Олигоценовые отложения связаны постепенным переходом с эоценом и развиты только в пределах возвышенности Риу-Гранди (скв. 357 и 516); на плато Сан-Паулу (скв. 356) эта часть разреза уничтожена эрозией. В обеих скважинах олигоцен представлен чистым наннопланктонным и нанно-фораминиферовым писчим мелом, по разрезу переходящим в илы. Мощность осадков колеблется от 70 м в средней части склона (скв. 357) до 300 м на своде возвышенности (скв. 516).

Разнообразная ассоциация планктонных фораминифер олигоцена по составу является тепловодной и позволяет проводить расчленение отложений на основе низкоширотной зональной шкалы. Вместе с тем микрофауна лишена ряда тропических–субтропических видов. Учитывая относительно хорошую сохранность раковин и обильную численность фораминифер, можно сделать вывод, что отсутствие этих видов связано, скорее всего, с резким похолоданием на рубеже эоцена и олигоцена и со смещением границы тропической зоны к северу. По этой причине две нижние зоны олигоцене-

на — *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii* — входят в состав нерасчлененного интервала. Наиболее часто здесь встречаются *Globigerina galavisi*, *G. angiporoides*, *G. euapertura*, *G. ampliapertura*, *Globorotalia increbescens*, *Globigerinita unicava primitiva*, которые сопровождаются более редкими *Globigerina praebulloides*, *G. tapuriensis*, *Globorotalia riveroe*, *G. opima nana*, *Globigerinita dissimilis dissimilis*, *Globorotaloides suteri* [Pujol, 1983].

Выше по разрезу в обеих скважинах наблюдается непрерывная последовательность олигоценовых зон.

Зона *Globigerina ampliapertura* установлена по присутствию индекс-вида совместно с многими видами из подстилающих отложений (*Globigerina tapuriensis*, *G. angustiumbilocata*, *G. anguliofficialis* и др.). Впервые появляются в разрезе *Globorotalia continuosa* и *G. siakensis*.

Зона *Globorotalia opima* (верхний олигоцен) характеризуется большим количеством экземпляров индекс-вида, *G. munda*, *Globigerina angulisuturalis*, *G. ciperoensis*, *G. labiacrasata*, *Globoquadrina globularis*, *G. baroemoenensis*; исчезают *Globigerina ampliapertura*, *Globigerinita unicava primitiva*.

Зона *Globigerina ciperoensis*, венчающая разрез олигоцена, отмечена разнообразной ассоциацией фораминифер, среди которых наиболее часто встречаются индекс-вид, *Globigerina praebulloides*, *G. angustiumbilocata*, *G. euapertura*, *Globorotalia siakensis*, *G. continuosa*, *Globoquadrina baroemoenensis*. Нижняя граница зоны проведена по исчезновению индекс-вида подстилающей зоны *Globorotalia opima* и появлению *Globigerina woodi*. Кровля зоны является одновременно границей олигоцена и миоцена; у этого рубежа исчезают *Globigerina ciperoensis*, *G. angulisuturalis*, *G. euapertura* и появляются фораминиферы базальной нижнемиоценовой зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*.

Неоген

Отложения миоцена на плато Сан-Паулу (скв. 356) представлены преимущественно нано-фораминиферовыми илами с примесью радиолярий и диатомей и располагаются с перерывом на среднеэоценовых слоях. На возвышенности Риу-Гранди (скв. 357, 516 и 518) они согласно перекрывают верхнеолигоценные осадки и сложены нано-планктонными и нано-фораминиферовыми илами и пшчим мелом. В скв. 518, пробуренной у западного подножия возвышенности на выходе из канала Вима, миоцен сложен терригенными глинистыми и нанопланктонными мергелистыми илами. Наибольшую мощность (около 180 м) миоценовые отложения имеют в сводовой части возвышенности Риу-Гранди (скв. 516); на склоне (скв. 357) она уменьшается до 145 м. На плато Сан-Паулу, где часть миоценовых осадков уничтожена эрозией, и в ложе канала Вима, где базальные слои миоцена не вскрыты скважиной, она составляет соответственно 100 и 35 м.

Наиболее полный разрез миоценовых отложений в скв. 516. Разнообразная ассоциация планктонных фораминифер, по оценке изучавшего ее К. Пужоля [Pujol, 1983], имеет умеренно тепловодный характер и большое сходство с фауной фораминифер из миоценовых отложений Юго-Восточной Атлантики [Jenkins, 1978], Юго-Восточной Австралии [Jenkins, 1960], Новой Зеландии [Jenkins, 1971] и юго-западной части Тихого океана [Jenkins, 1975]. Тем не менее она дает возможность проводить расчленение осадков миоцена на основе тропической—субтропической шкалы, хотя детальность меняется по разрезу в зависимости от возрастания или уменьшения роли австралийских элементов.

У. Берггрен с соавторами [Berggren et al., 1983] при изучении планктонных фораминифер из миоценовых отложений возвышенности Риу-Гранди (скв. 516) предложили для расчленения миоцена средних широт Атлантического океана новую зональную шкалу, которую они сопоставили с низкоширотной зональной шкалой У. Блоу [Blow, 1969], зональными нанопланктонными схемами [Martini, 1971; Okada, Bukry, 1980] и магнитостратиграфической шкалой. В соответствии со схемой этих авторов в соста-

ве миоцена средних широт выделяется 13 зон, шесть из которых в раннем, три в среднем и четыре в позднем миоцене. Предлагаемая шкала строится на основе группы видов *Globorotalia miozea*, широко используемой при расчленении средне-верхнемиоценовых отложений средних широт в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Вместе с тем, как отмечают сами авторы, здесь возможно выделение зон тропической шкалы [Blow, 1969]. Поэтому представляется целесообразным проводить расчленение осадков миоцена этого региона на основе последней.

Базальная зона нижнего миоцена *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri* встречена на плато Сан-Паулу (скв. 356) и на возвышенности Риу-Гранди (скв. 357 и 516), где она установлена по присутствию индекс-видов совместно с *Globigerina galavisi*, *G. praebulloides*, *G. angustiumblicata*, *G. woodi*, *G. labiacrassata*, *Globorotalia continua*, *G. pseudocontinua*, *G. siakensis*, *Globigerinita glutinata*, *G. dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. baroemoenensis*. Верхняя граница зоны проведена по исчезновению *Globorotalia kugleri*.

Зона *Globigerinita dissimilis* в скв. 516 и 356 объединена с вышележащей зоной *Globigerinita stainforthi*. В скв. 357 ее комплекс фораминифер состоит из *Globigerina tripartita*, *G. brazieri*, *G. woodi connecta*, *Globorotalia nana*, *Globigerinoides primordius*, *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis*, *G. stainforthi*, *Globorotaloides suteri* [Boersma, 1977]. Присутствие в этой ассоциации *Globorotalia kugleri* предполагает частичное включение осадков зоны *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*.

Зона *Globigerinita stainforthi* в скв. 356 и 516 объединена с зоной *Globigerinita dissimilis*; в скв. 357 она, вероятно, может фигурировать в качестве самостоятельной единицы. Ассоциация фораминифер включает *Globigerina praebulloides* s.l., *G. angustiumblicata*, *G. galavisi*, *G. woodi*, *G. labiacrassata/brazieri*, *G. venezuelana*, *G. woodi connecta*, *Globorotalia obesa*, *G. continua*, *G. siakensis*, *Globigerinoides trilobus*, *G. altiapertura*, *G. subsacculifera*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. baroemoenensis*, *G. globosa*, *Globigerinita dissimilis ciperensis*, *G. stainforthi*. Верхняя граница зоны *Globigerinita stainforthi* проведена по практически полному исчезновению *G. dissimilis ciperensis* [Pujol, 1983].

На плато Сан-Паулу отложениями зоны *Globigerinita stainforthi* заканчивается разрез миоцена. Все более молодые осадки этого периода здесь уничтожены эрозией, и на нижнем миоцене непосредственно залегают верхнемиоценовые слои.

Зона *Globigerinita stainforthi*, вероятно, присутствует в канале Вима (скв. 518), где отложения характеризуются обедненной ассоциацией фораминифер с преобладанием *Globoquadrina dehiscens*, *G. baroemoenensis*, *Globorotalia praescitula*, *Globigerina venezuelana*, *G. bulloides* [Pujol, 1983].

Зона *Globigerinatella insueta*, как и остальные миоценовые зоны, развита только на возвышенности Риу-Гранди. В скв. 516 комплекс фораминифер разнообразен, но индекс-вид отсутствует. По объему эта зона отвечает интервалу между уровнем исчезновения массовой *Globigerinita dissimilis ciperensis* и уровнем исчезновения австралийского вида *Globorotalia zealandica*. По мнению К. Пужоля [Pujol, 1983], последний в низких широтах маркирует верхнюю границу зоны *Globigerinatella insueta*. В скв. 357 эта зона входит в состав нерасчлененного интервала с зоной *Praeorbulina glomerata* [Boersma, 1977].

Зона *Praeorbulina glomerata*, завершающая разрез нижнего миоцена, установлена в скв. 516 по присутствию *Praeorbulina curva*, *P. transitoria*, *Globigerinoides bisphaerica*, *Globorotalia praemenardii*, *G. miozea*, *G. peripheroronda* совместно с видами, которые переходят из подстилающих отложений, – *Globigerina praebulloides* s.l., *Globorotalia obesa*, *G. siakensis*, *Globigerinoides trilobus*, *G. subsacculifera*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *G. globosa*. Верхняя граница зоны проведена ниже уровня появления *Orbulina suturalis*.

В среднемиоценовых отложениях возвышенности Риу-Гранди выделены все шесть зон тропической–субтропической шкалы, но в каждой из трех скважин (357, 516 и 518) они встречены в различных сочетаниях. В скв. 516 нижние пять зон: *Orbulina su-*

turalis – *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia peripheroacuta*, *Globorotalia praefohsi*, *Globorotalia fohsi*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* – *Globigerina druryi* – в связи с отсутствием большинства индекс-видов не могут быть разделены. Наиболее характерными видами этого интервала являются *Globigerina bulloides*, *G. druryi*, *Globorotalia obesa*, *G. peripheroronda*, *G. miozea*, *Globigerinoides trilobus*, *G. subsacculifera*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *G. globosa*, *Orbulina suturalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Самая верхняя зона среднего миоцена *Globigerina nepenthes* – *Globorotalia siakensis* в скв. 516 установлена выше нерасчлененного интервала по появлению *Globigerina nepenthes*. Кровля ее, одновременно являющаяся границей среднего и верхнего миоцена, проведена по исчезновению *Globorotalia siakensis* [Pujol, 1983].

В скв. 357, расположенной ниже по склону, базальные слои среднего миоцена отсутствуют и на отложениях нижнего миоцена со стратиграфическим перерывом залегают осадки зоны *Globorotalia praefohsi*. Она характеризуется *G. peripheroronda*, *G. siakensis*, *G. mayeri*, *G. miozea*, *G. praemenardii*, *G. linguaensis*, *Globigerina woodi*, *G. pseudoobesa*, *G. druryi*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Globigerinoides subquadratus*, *G. trilobus*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Orbulina suturalis*. Кровля зоны определяется появлением *Globorotalia fohsi* [Berggren, 1977; Boersma, 1977].

Зона *Globorotalia fohsi* отмечена сходной ассоциацией фораминифер и по объему отвечает интервалу стратиграфического распространения индекс-вида.

Зона *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* – *Globigerina druryi* содержит близкий комплекс фораминифер и установлена по присутствию индекс-видов. Нижняя граница зоны проводится по исчезновению *Globorotalia fohsi* и появлению *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, верхняя – по исчезновению *Globigerina druryi*, *Globorotalia praefohsi*, *G. peripheroronda*.

Венчают разрез среднего миоцена в скв. 357 осадки зоны *Globigerina nepenthes* – *Globorotalia siakensis*, в подошве которой появляется *Globigerina nepenthes*. Кровля зоны, т.е. граница среднего и верхнего миоцена, проводится по исчезновению в разрезе *Globorotalia siakensis*, *G. mayeri*, *G. praemenardii*, *Globigerinoides subquadratus* [Berggren, 1977].

В скв. 518 в ложе канала Вима к среднему миоцену отнесены отложения с обедненной ассоциацией фораминифер, в которой доминируют *Globorotalia miozea*, *G. scitula*, *G. praemenardii*, *G. siakensis*, *G. peripheroronda*, *G. zealandica*, *Globigerina bulloides*, *G. druryi*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praeorbulina transitoria*. Их следует коррелировать, скорее всего, с зоной *Orbulina suturalis* – *Globorotalia peripheroronda*.

Планктонные фораминиферы верхнего миоцена на возвышенности Риу-Гранди характеризуются монотонным составом. Среди них доминируют *Globigerina bulloides*, *G. nepenthes*, *Globorotalia obesa*, *G. conoidea*, *G. conomiozea*, *G. menardii* s. l., *G. pseudoobesa*, *G. linguaensis*, *Globigerinoides trilobus*, *G. subsacculifera*, *G. obliquus*, *G. seigliei*, *Globoquadrina altispira*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Эта ассоциация в скв. 516, по мнению К. Пужоля [Pujol, 1983], коррелирует отложения с зонами *Globorotalia continuosa*, *Globorotalia merotumida* и *Globorotalia plesiotumida*. Верхняя часть интервала может быть отнесена к зоне *Globoquadrina dehiscens* – *Globorotalia margaritae* субтропической-умеренной шкалы У. Берггрена [Berggren, 1973, 1977].

В скв. 357 между верхней зоной среднего миоцена *Globigerina nepenthes* – *Globorotalia siakensis* и нижним плиоценом предполагаются нерасчлененные верхнемиоценовые осадки [Boersma, 1977]. Комплекс планктонных фораминифер сходен с таковым из одновозрастных отложений в скв. 516. У. Берггрен [Berggren, 1977], изучавший эту фауну, коррелирует осадки с зоной *Globorotalia conomiozea* – *Globorotalia mediterranea*. По его мнению, на границе среднего и верхнего миоцена существует перерыв, охватывающий зону *Globorotalia miozea* – *Globorotalia conoidea* шкалы умеренных широт [Berggren, 1973].

В пределах канала Вима (скв. 518) комплекс фораминифер в верхней части миоцена, кроме многих видов, встреченных в одновозрастных отложениях скв. 516, содержит также *Globorotalia plesiotumida*, *G. margaritae*, *Globigerinoides sacculifera*. Микрофауна позволяет отнести осадки к зоне *Globorotalia plesiotumida* тропической шкалы [Blow,

1969] и к зоне *Globoquadrina dehiscens* – *Globorotalia margaritae* шкалы умеренных широт [Berggren, 1973].

Таким образом, расчленение миоценовых отложений плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди производится на основе тропической–субтропической шкалы, но его детальность меняется по разрезу. В целом она уменьшается снизу вверх, что является отражением прогрессирующего похолодания в южном полушарии. Присутствие в ассоциации фораминифер умеренно тепловодных и австралийных видов позволяет применить для расчленения осадков, хотя и с некоторыми ограничениями, умеренные и субтропические зональные шкалы Дж. Кеннета [Kennett, 1973], У. Берггрена [Berggren, 1973, 1977] и новозеландскую схему Г. Дженкинса [Jenkins, 1971].

Разнообразный наннопланктон дает основание проводить расчленение миоценовых отложений на основе тропической–субтропической зональной шкалы Е. Мартини [Martini, 1971] с выделением в разрезе скв. 357 почти всех миоценовых зон [Perch-Nielsen, 1977]. Плиоценовые осадки вскрыты всеми скважинами, пробуренными в этом районе. Повсеместно они представлены нанно-фораминиферовыми и реже наннопланктонными илами. Наибольшую мощность илы имеют на возвышенности Риу-Гранди, где она колеблется от 50–55 м на склоне (скв. 357 и 517) и у подножия (скв. 518) до 95 м на своде. Осадки нижнего плиоцена в этих скважинах согласно залегают на верхнем миоцене. На плато Сан-Паулу осадки плиоцена с размывом перекрывают нижнемиоценовые слои; здесь сохранилась только их верхняя часть – зона *Globorotalia tosaensis* шкалы У. Блоу [Blow, 1969] или интервал зон PL3 – PL6 схемы У. Берггрена [Berggren, 1973, 1977].

Граница миоцена и плиоцена на возвышенности Риу-Гранди проведена по исчезновению *Globorotalia mediterranea*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia pseudoobesa*, *Globigerinoides seigliei* и по эволюционному появлению *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia cibaoensis*, *G. margaritae*, *Sphaeroidinella dehiscens immatura* [Berggren, 1977, 1983]. Вид *Globorotalia tumida*, который в океанах своим эволюционным появлением маркирует границу миоцена и плиоцена [Berggren, 1973; Thunell, 1981], на возвышенности Риу-Гранди известен только в верхней половине плиоценового разреза [Pujol, 1983].

Расчленение плиоценовых осадков проведено на основании зональной субтропической шкалы У. Берггрена [Berggren, 1973, 1977, 1983], в соответствии с которой в плиоцене снизу вверх выделяется шесть зон: *Globorotalia margaritae* – *Globigerina nepenthes* (PL1), *Globorotalia margaritae* – *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (PL2), *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* – *Globoquadrina altispira* (PL3), *Globoquadrina altispira* – *Globorotalia multicamerata* (PL4), *Globorotalia miocenica* – *Globorotalia exilis* (PL5), *Globigerinoides obliquus extremus* (PL6). Нижняя зона (PL1) распадается на три подзоны: *Globorotalia cibaoensis*, *Globorotalia puncticulata* s.l., *Globorotalia crassaformis*.

В комплексе фораминифер плиоцена преобладают *Globigerina bulloides*, *G. nepenthes*, *Globorotalia conoidea*, *G. conomiozea*, *G. menardii* s.l., *G. crassula*, *G. triangula*, *G. inflata*, *G. miocenica* s.l., *G. exilis/pertenuis*, *G. pseudoobesa*, *G. scitula*, *G. cibaoensis*, *G. margaritae*, *G. crassaformis*, *G. puncticulata*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *G. obliquus*, *G. seigliei*, *G. extremus*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *S. subdehiscens*, *Globigerinita glutinata*. Видовой состав меняется по разрезу незначительно, и выделение зон производится на основании или появления, или исчезновения отдельных видов [Berggren, 1977; Pujol, 1983; Berggren et al., 1983].

Базальная зона плиоцена (*Globorotalia margaritae* – *Globigerina nepenthes*) с тремя подзонами установлена в скв. 357 и 516; в скв. 518 у подножия возвышенности Риу-Гранди эта зона имеет сокращенную мощность (около 1,5–2 м) и не расчленяется на подзоны. Подзона *Globorotalia cibaoensis* фиксируется исчезновением *Globoquadrina dehiscens* и присутствием индекс-вида; подзона *Globorotalia puncticulata* s.l. – появлением индекс-вида и исчезновением *G. cibaoensis*; подзона *Globorotalia crassaformis* – развитием индекс-вида. У верхней границы зоны PL1 заканчивается существование *Globigerina nepenthes*.

Зона *Globorotalia margaritae* – *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (PL2) встречается в тех же скважинах, что и предыдущая зона. Верхняя граница ее проведена по исчезновению *Globorotalia margaritae*, *Sphaeroidinella dehiscens immatura* и появлению *Globorotalia inflata*, *G. crassula*.

Зона *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* – *Globoquadrina altispira* (PL3) распознается в осадках скв. 357, 516 и 518; в скв. 517 она присутствует в составе нерасчлененного интервала вместе с вышележащей зоной *Globoquadrina altispira* – *Globorotalia multicamerata*. В кровле зоны вымирает род *Sphaeroidinellopsis*.

Зона *Globoquadrina altispira* – *Globorotalia multicamerata* (PL4) встречается в скв. 516, 518 и 517; в последней она объединена с подстилающей зоной. Верхняя граница маркируется исчезновением индекс-видов.

Зона *Globorotalia miocenica* – *Globorotalia exilis* (PL5) определена в скв. 516–518. Ее индекс-виды не переходят верхнюю границу зоны.

Зона *Globigerinoides obliquus extremus* венчает разрез плиоцена в скв. 516–518.

Последние три зоны присутствуют на плато Сан-Паулу в составе нерасчлененного интервала, соответствующего по объему зоне *Globorotalia tosaensis* тропической шкалы [Boersma, 1977].

Граница плиоцена и плейстоцена проводится, как и в большинстве районов Мирового океана, по постоянной и обильной встречаемости зонального вида плейстоцена *Globorotalia truncatulinoides* [Pujol, 1983; Berggren et al., 1983].

Осадки плиоцена рассматриваемого региона содержат разнообразную ассоциацию тепловодного наннопланктона. В разрезе скв. 356 и 357 здесь прослежены почти все зоны шкалы Е. Мартини [Martini, 1971], за исключением самой верхней – зоны *Discoaster brouweri* [Perch-Nielsen, 1977]. Отложения ее, скорее всего, уничтожены эрозией, поскольку и планктонные фораминиферы в скв. 357 свидетельствуют о наличии непродолжительного перерыва на границе плиоцена и плейстоцена [Berggren, 1977].

Четвертичные отложения

Осадки плейстоцена широко распространены в пределах плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди, покрывая тонким чехлом (около 10 м) их сводовые части и несколько увеличиваясь в мощности (до 20–25 м) на склоне и у подножия. Повсюду они представлены чистыми нанно-фораминиферовыми илами.

Комплекс планктонных фораминифер в плейстоценовых осадках характеризуется разнообразным составом и включает *Globigerina bulloides*, *G. calida calida*, *G. decoraperta*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia menardii* s. l., *G. scitula*, *G. crassaformis* s.l., *G. inflata*, *G. tumida*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. anfracta*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *G. conglobatus*, *G. sacculifera*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Pulleniatina obliquiloculata* [Boersma, 1977; Berggren, 1977; Pujol, Duprat, 1983; Berggren et al., 1983; Barash et al., 1983], коррелируя осадки с плейстоценовыми зонами – *Globorotalia truncatulinoides* s. str., *Globigerina calida calida*.

М.С. Бараш с соавторами [Barash et al., 1983] провели расчленение отложений плейстоцена в скв. 516 и 518 в соответствии с более детальной шкалой, предложенной для плейстоцена Карибского региона [Rögl, Bolli, 1973]. В обеих скважинах снизу вверх установлены следующие подзоны:

Globorotalia crassaformis viola – интервал между появлением *G. truncatulinoides*, *G. crassaformis hessi* и исчезновением руководящей формы;

Globorotalia crassaformis hessi – интервал между последней находкой *G. crassaformis viola* и появлением типичных представителей *Globigerina calida calida*. В основании зоны отмечена также *Globorotalia anfracta*, а несколько выше ее нижней границы исчезает *G. tosaensis*;

Globigerina calida calida – интервал между уровнем появления типичных представителей зонального подвида и развитием розовых особей *Globigerinoides ruber* и *Globigerina tubescens*;

Globigerinoides ruber (розовые) — отвечает интервалу стратиграфического распространения розовых представителей индекс-вида и *Globigerina rubescens*. Данная подзона, вероятно, соответствует подзоне *Globigerina bermudezi* шкалы Ф. Рёгля и Г. Болли [Rögl, Bolli, 1973], которая в Карибском регионе (скв. 147) была выделена в интервале между последней находкой *Globorotalia tumida flexuosa* и появлением зонального голоценового вида *Globorotalia fimbriata*.

Эта подзона в Карибском бассейне отличалась присутствием большого количества экземпляров *Globigerina bermudezi*. Исчезновение *G. tumida flexuosa* в скв. 147, вероятно, является экологическим и не может служить критерием при проведении нижней границы подзоны. Вместе с тем подошва подзоны, по данным Ф. Рёгля и Г. Болли, маркируется развитием розовых раковин *Globigerinoides ruber*. Они впервые встречены в том же образце, к которому приурочены последние экземпляры *Globorotalia tumida flexuosa*.

В осадках подзоны *Globigerinoides ruber* (розовые) на возвышенности Риу-Гранди раковины тропического вида *Globigerina bermudezi* не встречены. Тем не менее ее наименование по виду *Globigerina bermudezi* целесообразно сохранить, хотя объем подзоны, как, впрочем, и других подзон, может уточняться.

Голоценовая подзона *Globorotalia fimbriata* в скв. 516 и 518 не установлена, возможно, из-за ее незначительной мощности и нарушения последовательности осадков при бурении.

Таким образом, изучение кайнозойских осадков плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди и содержащихся в них планктонных фораминифер показывает, что расчленение этих отложений производится на основе низкоширотной зональной шкалы и в сводном разрезе кайнозоя этого региона устанавливаются практически все зоны тропической—субтропической фораминиферовой (и наннопланктонной) схемы. Надежность выделения зон и обоснования их границ вверх по разрезу несколько уменьшается. Это происходит потому, что некоторые тропические, в том числе и зональные, виды отсутствуют в комплексе, замещаясь видами умеренных широт. Процесс замещения тепловодных видов умеренными и даже австралийскими формами обусловлен постепенным прогрессирующим похолоданием в южном полушарии в течение кайнозоя, особенно в его второй половине, и смещением границ климатических поясов к экватору. Тенденция к похолоданию и связанная с ним миграция климатических поясов и фаун планктонных фораминифер в районе возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу, вероятно, в значительной мере ослабляются перемещением последнего в северном направлении в процессе расширения Южно-Атлантического бассейна. По некоторым палеогеографическим реконструкциям [Firstbrook et al., 1980] оно оценивается в 10° широты за последние 40 млн. лет.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В Юго-Восточной Атлантике кайнозойские отложения изучены в Капской впадине и на Китовом хребте. В Капской впадине они вскрыты скв. 360 в основании континентального склона на глубине 2947 м и скв. 361, расположенной в ее глубоководной части на глубине 4549 м [Bolli, Ryan et al., 1978]. В пределах Китового хребта отложения кайнозоя пробурены: скв. 524 в рейсе 73 [Hsü, La Brecque et al., 1984], скв. 525—529 в рейсе 74 [Moore, Rabinowitz et al., 1984] в южной части хребта, скв. 362, 363 в рейсе 40 [Bolli, Ryan et al., 1978] и скв. 530—532 в рейсе 75 [Hay, Sibuet et al., 1984] на северном окончании хребта в районе его сочленения с континентом (см. рис. 2; табл. 2).

В связи с тем что эти два района бурения в Юго-Восточной Атлантике расположены на разных широтах и накопление осадков происходило в разных физико-химических условиях, характеристику кайнозойских отложений в каждом из них целесообразнее привести отдельно.

Т а б л и ц а 2
Положение скважин, вскрывших кайнозойские отложения
в юго-восточной части Атлантического океана

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Район
	ю.ш.	в.д.		
360	35° 50,75'	18° 05,79'	2967	Капская впадина
361	35 03,97	15 26,91	4547,5	"
362	19 45,45	10 31,95	1326	Северная часть Китового хребта
363	19 38,75	09 02,80	2237	То же
524	29 29,05	02 03,74	4796	Подножие южного склона Китового хребта
525	29 04,24	02 59,12	2467	Свод южной части Китового хребта
526	30 07,36	03 08,28	1054	То же
527	28 02,49	01 45,80	4428	Подножие северного склона Китового хребта
528	28 31,49	02 19,44	3800	Склон южной части Китового хребта
529	28 55,83	02 46,08	3035	То же
530	19 11,26	09 23,15	4629	Северная часть Китового хребта, подножие континентального склона Юго-Западной Африки
532	19 44,64	10 31,13	1331	Свод северной части Китового хребта

КАПСКАЯ ВПАДИНА

Кайнозойские отложения в Капской впадине развиты в полном своем объеме (рис. 20).

Палеоген

Разрез кайнозойских отложений в этой впадине начинается слоями, отнесенными к нижнему палеоцену и вскрывшими скв. 361. Они сложены лишенными следов биотурбации коричневатыми, желтовато-коричневыми и зеленовато-серыми пелагическими глинами, без видимого несогласия перекрывающими верхнемеловые (маастрихтские) образования. В верхней половине разреза отмечается слой мощностью 80 см мергелистого наннопланктонного писчего мела. По всему разрезу часто отмечаются остатки рыб и аутигенный барит. Раннепалеоценовый возраст этих отложений устанавливается на основании находок обедненной ассоциации наннопланктона — *Chiasmolithus danicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia cava*, *Markalius inversus*, *Thoracosphaera* spp., *Zygodiscus sigmoides* (зона *Cruciplacolithus tenuis*) [Proto Decima et al., 1978]. Планктонные фораминиферы в результате интенсивного процесса растворения представлены чрезвычайно обедненной ассоциацией резистентных видов, которые допускают лишь приблизительную датировку вмещающих слоев [Toumarkine, 1978]. Присутствие в разрезе редких *Globigerina linaperta*, *Acarinina primitiva*, *A. soldadoensis angulosa* свидетельствует о палеоценовом возрасте осадков. Мощность 24 м.

Выше залегает маломощная (4,5 м) пачка известковистых глин с прослоями мергелистого писчего мела, несущих следы интенсивной биотурбации. Содержание CaCO₃ достигает 70%. Отложения характеризуются более разнообразным по сравнению с подстилающими слоями известковым наннопланктоном, который включает *Chiasmo-*

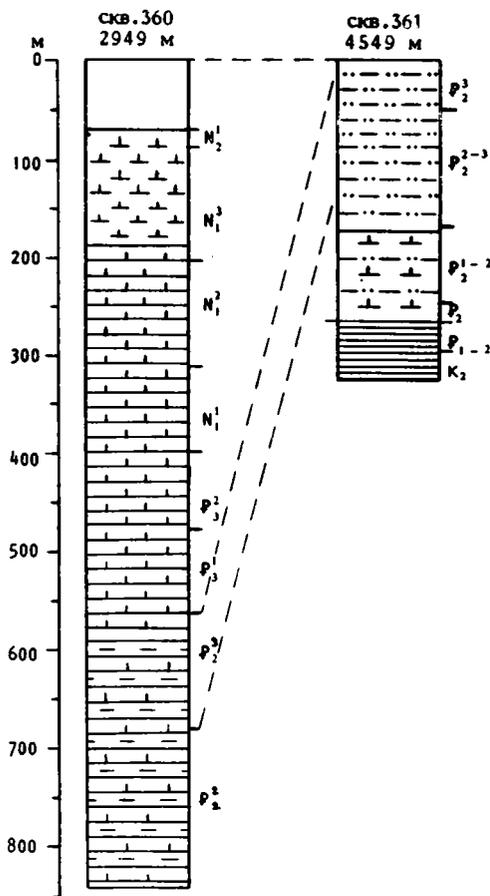


Рис. 20. Корреляция кайнозойских отложений юго-восточной части Южной Атлантики (Капская впадина)

Условные обозначения см. на рис. 3

lithus californicus, Cydolithella robusta, Discoaster delicatus, D. lenticularis, D. mohleri, D. multiradiatus, D. nobilis, Fasciculithus involutus, F. tympaniformis, Heliolithus riedeli, Markalius inversus, Toveius craticulus, T. eminens [Proto Decima et al., 1978]. На основании этой ассоциации возраст пачки определен как позднепалеоценовый (зоны *Discoaster nobilis* и *Discoaster multiradiatus*). Планктонные фораминиферы отсутствуют.

Отложения палеоцена содержат глубоководную ассоциацию бентосных фораминифер, состоящую преимущественно из *Gavelinella dayi*, *G. beccariiiformis*, *G. velascoensis*, *Pullenia coryelli*, *Alabamina dissonata*, *Stilostomella nuttalli gracillima*, *Stainforthia ryani*, *Nuttallinella truempyi*, *Gyroidinoides globosa* [Proto Decima, Bolli, 1978]. Большинство этих видов встречается также в верхнемеловых отложениях.

Пелагические осадки палеоцена Капской впадины в значительной мере представляют собой фацию растворения. Они накопились ниже уровня карбонатной компенсации и соответствуют аналогичным образованиям палеоцен-раннеэоценового возраста Фол-

клендского плато. Региональный характер их распространения свидетельствует, вероятно, об общих причинах, которые привели к повышению уровня карбонатной компенсации в Южной Атлантике на рубеже мезозоя и кайнозоя.

Палеоценовые отложения в скв. 361 согласно перекрываются аналогичными пестроокрашенными мергелистыми наннопланктонными илами с прослоями глинистого наннопланктонного писчего мела и четкими следами процессов биотурбации. Мощность 28,5 м. Осадки содержат разнообразную ассоциацию наннопланктона, в которой преобладают *Chiasmolithus expansus*, *Ch. grandis*, *Ch. solitus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster binodosus*, *D. delicatus*, *D. diastypus*, *D. lodoensis*, *D. multiradiatus*, *D. salisburgensis*, *D. sublodoensis*, *Markalius inversus*, *Neococcolithes dubius*, *Rhombaster cuspis*, *Tribrahiatus contortus*, *T. orthostylus*. Они позволяют расчленить отложения на зоны *Tribrahiatus contortus*, *Discoaster binodosus*, *Tribrahiatus orthostylus*, *Discoaster lodoensis* (нижний эоцен) и *Discoaster sublodoensis* (средний эоцен).

Нижняя часть отложений раннего эоцена практически лишена планктонных фораминифер. Здесь встречены только редкие со следами интенсивного растворения экземпляры *Pseudogloboquadrina primitiva*. Выше разнообразные планктонные фораминиферы имеют высокую численность и хорошую сохранность. Их ассоциация включает *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Globigerina linaperta*, *G. eocaena*, *G. turgida*, *G. prolata*, *G. triangularis*, *G. senni*, *G. collectea*, *Pseudogloboquadrina primitiva*. Впервые в этом интервале появляются килеватые формы — *Globorotalia aragonensis caucasica*, *G. spinulosa*, *G. aragonensis*, а также *Acarinina bullbrookii* и формы с буллами — *Globigerinita pera*, *G. sp.*, *Globorotaloides sp.* [Toumarkine, 1978]. Присутствие рако-

вин перечисленных видов датирует вмещающие слои ранним эоценом. Очевидно, здесь вскрыты и базальные слои среднего эоцена.

Среднеэоценовые отложения в Капской впадине встречены в скв. 360 и 361. Они представлены зеленовато-серыми до оранжевых наннопланктонными илами, чередующимися с коричневатыми и зеленовато-серыми глинами и известковыми илами в скв. 361 и с зеленовато-серым мергелистым пясчким мелом в скв. 360. В обеих скважинах в отложениях среднего эоцена присутствуют рассеянные по всему разрезу остатки рыб и зерна глауконита. Мощность колеблется от 38 м в глубоководной части впадины (скв. 361) до 161,5 м и более на континентальном склоне (скв. 360). С подстилающими нижнеэоценовыми отложениями (скв. 361) они связаны постепенным переходом.

Отложения среднего эоцена характеризуются довольно разнообразными планктонными фораминиферами. В связи с разной степенью воздействия избирательного растворения в этих скважинах они имеют некоторые отличительные особенности.

В скв. 361, расположенной на большей глубине, преобладают виды, свойственные ниже- и среднеэоценовым отложениям (*Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Globigerina prolata*, *Globorotalia aragonensis caucasica*). Собственно среднеэоценовые виды редки (*Globigerina senni*, *Globorotalia frontosa*, *Globigerapsis* sp.). Эта ассоциация, насчитывающая 13 видов, позволяет определить возраст отложений лишь в пределах среднего эоцена. Граница среднего и верхнего эоцена по планктонным фораминиферам проводится условно, так как базальные слои верхнего эоцена лишены их раковин.

В скв. 360 на континентальном склоне планктонные фораминиферы в меньшей степени подвержены растворению. В результате среди них наряду с резистентными глобигеринами присутствуют виды, менее устойчивые к избирательному растворению, в частности глобигераписы и ханткенины. Ассоциация фораминифер в среднеэоценовых отложениях насчитывает около 20 видов: *Globigerina turgida*, *G. cryptomphala*, *G. senni*, *G. hagni*, *G. eocaena*, *G. linaperta* s.l., *G. venezuelana* s.l., *Globorotalia frontosa*, *G. possagnoensis*, *Acarinina bullbrooki/spinuloinflata*, *A. broedermanni*, *Globigerinita pera*, *Globigerapsis mexicana*, *G. index*, *G. tropicalis*, *G. subconglobata*, *Globigerinatheca barri*, *Hantkenina* cf. *alabamensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva* и др. На основании этой ассоциации средний эоцен скв. 360 разделяется на два приблизительно равных интервала. Первый из них отвечает нижней половине среднего эоцена и соответствует зонам *Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri* и нижней части зоны *Globorotalia lehneri* зональной шкалы Г. Болли [Bolli, 1957b]. Второй охватывает верхнюю половину среднего эоцена и сопоставляется с зонами *Globorotalia lehneri* (верхняя часть), *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri* [Toumarkine, 1978].

Разнообразный наннопланктон позволяет выделить в составе среднеэоценовых отложений зоны *Nannotetrina fulgens*, *Reticulofenestra umbilica* и нижнюю часть зоны *Chiasmolithus oamaruensis* [Proto Decima et al., 1978]. Зоны *Nannotetrina fulgens* и *Reticulofenestra umbilica* соответствуют зонам *Coccolithus alatus*, *Discoaster tani nodifer* и *Discoaster saipanensis* наннопланктонной зональной шкалы Е. Мартини [Martini, 1971], применяемой для расчленения кайнозойских отложений тропической—субтропической области.

Выше в обеих скважинах согласно залегают отложения верхнего эоцена. Они представлены теми же осадками, что и подстилающие образования среднего эоцена: известково-глинистыми илами в скв. 361 и наннопланктонным мелом в скв. 360. В первой из них фораминиферы имеют обедненный видовой состав и плохую сохранность. Фораминиферы встречены лишь в одном прослое и включают *Globigerina galavisi*, *G. venezuelana*, *G. tripartita*, *G. angiporoides*, *G. brevis*, *Globigerinita unicava* [Toumarkine, 1978].

В отложениях верхнего эоцена скв. 360 ассоциация планктонных фораминифер богаче. Как и в скв. 361, она представлена главным образом видами рода *Globigerina* — *G. angiporoides*, *G. venezuelana* s. l., *G. eocaena*, *G. linaperta* s.l., а также *Globigerapsis index*, *G. tropicalis*, *G. subconglobata*, *G. luterbacheri*, *G. mexicana*, *Globigerinita pera*, *Globorotaloides suteri*. Изредка присутствуют *Globigerina hagni*,

Hantkenina sp., Globorotalia pomeroli. В кровле разреза появляются Globigerina brevis, Globorotalia gemma. Обедненный видовой состав планктонных фораминифер и отсутствие зональных тропических видов не допускают применения для расчленения верхнеэоценовых отложений Капской впадины зональной шкалы Г. Болли [Bolli, 1957b, 1966]. Вместе с тем эта ассоциация имеет много общих видов с планктонными фораминиферами верхнего эоцена Новой Зеландии, что позволяет выделить здесь зоны Globigerina linaperta и Globigerina brevis новозеландской зональной шкалы [Jenkins, 1971]. Граница между ними проводится по исчезновению в разрезе G. linaperta и по первому появлению G. brevis.

На основании разнообразного наннопланктона в верхнеэоценовых отложениях выделяются зоны Chiasmolithus oamaruensis, Isthmolithus recurvus и Sphenolithus pseudoradians тропической зональной схемы [Martini, 1971]. В скв. 361 проведение границы между верхними двумя зонами затруднено в связи с отсутствием зонального вида Sphenolithus pseudoradians [Proto Decima et al., 1978].

Мощность отложений верхнего эоцена колеблется от 38 м в скв. 361 до 67 м в скв. 360.

Отложения эоцена характеризуются фауной разнообразных бентосных фораминифер, насчитывающей более 70 видов. Часть этих видов в скв. 360, где наблюдается непрерывный разрез кайнозоя, встречается только в эоценовом интервале. К ним относятся Karreriella cubensis, Dorothis biformis, Ammodiscus glabrans, Glomospira charoides, Pullenia eocenica, Nuttallides truempyi, Eponides latus, Alabamina dissonata, Aragonia aragonensis, Ellipsodimorphina subcompacta, Stilostomella verneuili, Pleurostomella nuttalli, Chilostomella ovoides, Bandyella beckmanni, Chrysalogonium tenuicostatum. Остальные виды (свыше 50) приурочены как к эоценовым, так и к более молодым осадкам. Из этих видов наиболее часто присутствуют Bolivinoidea spectabilis, Karreriella subglabra, Heterolepa ungeriana, H. grimsdalei, Nonion havanense, Gavelinella micra, Gyroidina planulata, G. soldanii, Oridorsalis umbonatus, Anomalina pompilioidea, Pullenia quinqueloba, Stilostomella nuttalli, Globocassidulina globosa и др. [Proto Decima, Bolli, 1978].

Олигоценовые отложения вскрыты в Капской впадине только на континентальном склоне (скв. 360) и представлены серым наннопланктонным писчим мелом с прослоями глинистого писчего мела (мощность 155 м). Ассоциация планктонных фораминифер достаточно разнообразна и насчитывает 31 вид. В нижней половине разреза наиболее часто присутствуют Globigerina venezuelana s.l., G. angiporoides, G. brevis, G. ampliapertura, G. euapertura, G. galavisi, Globorotaloides suteri, Globorotalia gemma, G. increbescens, Globigerinita dissimilis, G. unicava, Chiloguembelina cubensis (нерасчлененный интервал зон Cassigerinella chipolensis/Pseudohastigerina micra — Globigerina ampliapertura). В верхней половине разреза развиты Globigerina venezuelana s.l., G. euapertura, G. praebulloides, G. ciperoensis, Globorotalia munda, G. opima, G. nana, G. pseudocostinosa, G. obesa, G. semivera, Globigerinita dissimilis, Globorotaloides testarugosa, Globoquadrina tripartita и другие виды, позволяющие выделить зоны Globorotalia opima и Globigerina ciperoensis зональной тропической — субтропической схемы [Toumarkine, 1978].

Как и в позднем эоцене, олигоценовая ассоциация планктонных фораминифер имеет много общих черт с микрофауной Новой Зеландии. Здесь устанавливаются зоны олигоцена Новой Зеландии: Globigerina brevis, Globigerina angiporoides и Globigerina euapertura. Таким образом, для расчленения олигоценовых отложений Капской впадины может быть использована, по крайней мере для их верхней части, как тропическая — субтропическая шкала Г. Болли [Bolli, 1957a], так и схема Г. Дженкинса [Jenkins, 1971], разработанная для умеренных широт.

В разрезе олигоценовых осадков Капской впадины снизу вверх наблюдается вся последовательность наннопланктонных зон: Ericsonia subdisticha, Helicosphaera reticulata, Sphenolithus predistentus, Sphenolithus distentus, Sphenolithus ciperoensis, Triquetrorhabdulus carinatus [Proto Decima et al., 1978].

Бентосные фораминиферы олигоцена насчитывают больше 50 видов, из которых многие встречены также и в подстилающих эоценовых отложениях. Некоторые виды — *Dorothia brevis*, *Karreriella hantkeniana*, *K. baccata*, *Vulvulina spinosa*, *Gaudryina pseudocollinsi*, *Gyroidinoides octocamerata*, *Heterolepa reussi*, *Astrononion pusillum*, *Planulina renzi*, *Bulimina jarvisi*, *Uvigerina spinicostata* — развиты только в олигоценовом интервале либо пользуются здесь преимущественным развитием [Proto Decima, Bolli, 1978].

Изучение нами комплексов планктонных фораминифер из палеогеновых отложений скв. 360 (61 образец) позволяет сделать некоторые существенные дополнения.

В осадках эоцена фораминиферы сильно затронуты избирательным растворением, раковины их имеют травленную поверхность. Возможно, некоторые таксономические единицы полностью уничтожены этим элиминирующим фактором. Тем не менее они дают очень полное представление о палеоклиматических особенностях микрофауны. Комплексы планктонных фораминифер явно носят умеренно субтропический облик. Среди них резко преобладают виды *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides*, *Acarinina*, *Globigerapsis*, некилеватые глобороталии (турбороталии). Многие тропическо-субтропические таксоны отсутствуют или очень редки (*Truncorotaloides*, килеватые глобороталии, *Cribohantkenina*, группа *Globorotalia cerroazulensis*, ряд видов *Globigerapsis* и *Hantkenina*). Микрофауна чрезвычайно напоминает комплексы планктонных фораминифер из эоцена Крымско-Кавказской области, но с добавлением австралийских элементов (*Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerina brevis*, многочисленные *Globigerina linaperta*, *G. angiporoides*).

Возможности применения зональной шкалы тропической—субтропической области весьма ограничены. Зато хорошо выделяются зоны умеренно субтропической схемы эоцена Крымско-Кавказской области.

Низы среднего эоцена (зона *Acarinina bullbrooki*) в скв. 360 бурением не вскрыты. Разрез начинается зоной *Acarinina rotundimarginata* (интервал от обр. 360-50-2, 124—132 см до обр. 360-48-2, 23—29 см), где совместно с индекс-видом встречаются *A. bullbrooki*, *A. triplex*, *A. aspensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerina senni*, *G. eocaena*, *G. pseudoeocaena*, *G. boweri*, *G. posttriloculinoides*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia frontosa* и редкие мелкие *G. spinulosa*. Представители *Globigerapsis* отсутствуют.

Выше следует зона *Hantkenina alabamensis* (интервал от обр. 360-47-2, 76—89 см до обр. 360-42-3, 50—56 см). Комплекс фораминифер включает многочисленные *H. alabamensis* и *Globigerapsis index*, *Globigerina pseudoeocaena* в сочетании с более редкими *G. eocaena*, *G. senni*, *G. linaperta*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Acarinina bullbrooki*, *Pseudohastigerina micra*, *Globigerinatheca barri*, *Globorotalia frontosa*, *G. possagnoensis*, *Globorotaloides suteri* и единичными *Globorotalia centralis* и *Hantkenina liebusi*.

В интервале от обр. 360-42-2, 59—65 см до обр. 360-40-1, 114—124 см планктонные фораминиферы бедны и плохой сохранности: *Globigerapsis index*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. senni*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerinita unicava primitiva*. Здесь появляются *Globigerina praebulloides* и *Globorotalia pomeroli*. Вид *Pseudogloboquadrina primitiva* практически отсутствует. Этими слоями завершается разрез среднего эоцена. Судя по появлению *Globigerina praebulloides* и *Globorotalia pomeroli*, они соответствуют зоне *Globigerina turcmenica* Крымско-Кавказской области. Полной аналогии, конечно, быть не может, поскольку осадки зоны *Globigerina turcmenica* (кумский горизонт) формировались в специфических биономических условиях бассейна с сероводородным режимом.

Верхний эоцен выделяется в интервале от обр. 360-39-2, 72—82 см до обр. 360-35-3, 115—121 см. В нижней его части планктонные фораминиферы редки и плохой сохранности; выше они обильны и хорошей сохранности. Комплекс состоит из многочисленных *Globigerapsis tropicalis*, *G. index*, *Globigerina corpulenta* в сочетании с менее частыми *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *Globigerinatheca barri*,

Globigerinita unicava primitiva, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra* и редкими *Globigerina* aff. *linaperta* и *G. angiporoides*. В Крымско-Кавказской области сопоставления с аналогичной микрофауной рассматриваются в качестве зоны *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин [Субботина, 1953].

В скв. 360 зона *Acarinina rotundimarginata* коррелируется с наннопланктонной зоной *Nannotetrina fulgens*, зона *Hantkenina alabamensis* и слои с бедной микрофауной в кровле среднего эоцена — с зоной *Reticulofenestra: umbilica*, зона *Globigerapsis tropicalis* — с зонами *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*. Определение наннопланктона выполнено Ф. Прото-Дечима и др. [Proto Decima et al., 1978]. Совершенно аналогичное соотношение фораминиферовых и наннопланктонных зон наблюдается в среднем и верхнем эоцене Крымско-Кавказской области [Крашенинников, Музылев, 1975]. Тем самым подтверждается правильность применения зональной шкалы среднего и верхнего эоцена Крымско-Кавказской области для расчленения синхронных отложений Капской впадины.

Граница эоцена и олигоцена в скв. 360 резкая — в обр. 360-35-3, 115–121 см еще обычны виды *Globigerapsis* (верхний эоцен), а в обр. 360-35-2, 92–98 см (т.е. в 1,5 м выше по разрезу) уже встречена олигоценовая микрофауна. Зона *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* здесь не установлена и можно предполагать небольшой перерыв.

Олигоценовые комплексы планктонных фораминифер отличаются разнообразием видов и прекрасной сохранностью раковин. Очевидно, уровень карбонатной компенсации в олигоценовое время занимал в Капской впадине более низкое положение, чем в эоцене.

Умеренно-субтропический характер микрофауны проявляется весьма отчетливо. Отсутствует вид *Globigerina sellii* и невозможно подразделить зоны *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*; отсутствуют представители рода *Pseudohastigerina* и нельзя провести границу зон *Globigerina sellii* и *Globigerina ampliapertura*. В результате нижний олигоцен содержит единый комплекс планктонных фораминифер — *Globigerina tapuriensis*, *G. ampliapertura*, *G. angiporoides*, *G. praebulloides*, *G. praesaepeis*, *G. pseudovenezuelana*, *Globorotalia permicra*, *G. gemma*, *G. nana*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri* (интервал от обр. 360-35-2, 92–98 см до обр. 360-32-2, 50–56 см).

В верхнем олигоцене не обнаружены *Globigerina ciperoensis* и *G. angulisuturalis*, что сказывается на детальности зонального расчленения. Прекрасно выделяется зона *Globorotalia opima*, но ее верхняя граница неотчетлива (интервал от обр. 360-31-6, 120–126 см примерно до обр. 360-29-2, 50–56 см). Здесь развиты обильные экземпляры *Globorotalia opima*, которые сопровождаются *Globigerina euapertura*, *G. angustiumbilitata*, *G. praebulloides*, *G. senilis*, *G. ouachitaensis*, *Globorotalia nana*, *G. munda*, *G. semivera*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*.

Сходный комплекс планктонных фораминифер присутствует в интервале от обр. 360-28-3, 115–121 см до обр. 360-27-4, 132–138 см (мощность его 20 м), но экземпляры *Globorotalia opima* здесь мелкие и единичны. Возможно, осадки этого интервала принадлежат к зоне *Globigerina ciperoensis*.

Очень хорошо выражена зона *Globorotalia kugleri*, которой завершается олигоцен (обр. 360-27-3, 94–100 см и 360-27-2, 20–26 см). Здесь развиты *Globorotalia kugleri*, *G. nana*, *Globigerina juvenilis*, *G. bradyi*, *G. praebulloides*, *G. angustiumbilitata*, *G. venezuelana*, *Globoquadrina praedehiscens*, *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*, *G. stainforthi*, *Globorotaloides suteri*. Этот комплекс планктонных фораминифер четко намечает переход к миоценовой микрофауне. Систематический состав фораминифер из осадков зоны *Globorotalia kugleri* Капской впадины очень близок к такому в тропических районах.

Неогеновые отложения в Капской впадине вскрыты скв. 360, где они имеют суммарную мощность 204 м и представлены светло-серым и голубовато-серым наннопланктонным пясчим мелом. Вверх по разрезу, начиная с верхнего миоцена, он сменяется светло-серыми, иногда желтовато-серыми и зеленовато-серыми наннопланктонными илами, подчиненным количеством прослоев фораминиферовых и мергелистых наннопланктонных илов.

Отложения неогена характеризуются разнообразными планктонными фораминиферами, которые имеют экологически переходный облик. С одной стороны, они содержат много общих видов с тропической—субтропической ассоциацией планктонных фораминифер неогена, а с другой — отличаются сходными чертами с новозеландским комплексом. Это дает возможность наблюдать в разрезе последовательность зон как новозеландской шкалы, так и тропической—субтропической, хотя последняя имеет здесь ограниченное применение. Это особенно справедливо для нижне-среднемиоценового интервала, где трудно провести расчленение отложений на основе зональной шкалы Г. Болли [Bolli, 1957a, 1966] в связи с отсутствием некоторых зональных видов или с сокращением интервалов их распространения.

Нижняя граница миоцена находится в подошве зоны *Globigerina woodi connecta* новозеландской зональной шкалы, которая является аналогом зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*. В скв. 360 она с достоверностью не установлена. По мнению Г. Дженкинса [Jenkins, 1978], изучавшего распределение планктонных фораминифер в неогеновых отложениях Капской впадины, эта зона, скорее всего, пропущена в неопробованном интервале на границе олигоцена и миоцена.

В скв. 360 выделяются:

нижний миоцен с зонами *Globigerinoides trilobus trilobus* и *Praeorbulina glomerata curva* новозеландской шкалы, которым соответствуют нерасчлененные зоны *Globigerinita dissimilis*, *Globigerinita stainforthi* и *Globigerinatella insueta* и зона *Praeorbulina glomerata* тропической схемы;

средний миоцен с зонами *Orbulina suturalis*, *Globorotalia mayeri* и нижней частью зоны *Globorotalia miotumida* новозеландской шкалы, которым отвечают зона *Globorotalia peripheroronda*, интервал нерасчлененных зон *Globorotalia fohsi fohsi* — *Globorotalia mayeri* и зона *Globorotalia menardii* тропической схемы;

верхний миоцен с зонами *Globorotalia miotumida* и *Globorotalia conomiozea* новозеландской схемы, которые коррелируются с зонами *Globorotalia acostaensis* и *Neogloboquadrina dutertrei* тропической шкалы.

Верхняя граница миоцена проведена в кровле зоны *Neogloboquadrina dutertrei* тропической—субтропической зональной схемы и несколько ниже кровли зоны *Globorotalia conomiozea* новозеландской шкалы [Jenkins, 1978].

Разнообразный наннопланктон из миоценовых осадков скв. 360 позволяет проследить почти все зоны наннопланктонной стратиграфической схемы — от зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* до зоны *Ceratolithus tricorniculatus* [Proto Decima et al., 1978].

Отбор образцов при бурении скв. 360 начался с глубины 79,5 м. Поэтому здесь изучались только нанно-фораминиферовые илы нижнего плиоцена мощностью около 10 м. Они согласно располагаются на отложениях верхнего миоцена. На основании планктонных фораминифер, насчитывающих не менее 30 видов, осадки нижнего плиоцена коррелируются с верхней частью зоны *Globorotalia conomiozea* и с зоной *Globorotalia puncticulata* зональной шкалы Г. Дженкинса [Jenkins, 1971] или зоной *Globorotalia margaritae* тропической схемы [Bolli, 1966]. Наннопланктон также датирует отложения ранним плиоценом (верхняя часть зоны *Ceratolithus tricorniculatus* и зона *Ceratolithus rugosus*).

Ассоциация бентосных фораминифер в неогеновых отложениях насчитывает около 60 видов и представлена главным образом видами с широким стратиграфическим интервалом, свидетельствующими о накоплении осадков на батальных глубинах [Same-

ron, 1978]. Доминируют и постоянно встречаются *Martinottiella communis*, *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Oridorsalis umbonatus*, *O. tenera*, *Alabamina tenuimarginata*, *Gyroidina prominula*, *Gyroidinoides zelandicus*, *Cibicides ihungia*, *C. molestus*, *Cassidulina laevigata*, *Bradyella subglobosa*, *Sphaeroidina bulloides*, *Bulimina truncanella*, *Angulogerina esuriens* и др.

Нами изучено 74 образца из неогеновых отложений скв. 360. Подавляющее их большинство содержит богатую микрофауну очень хорошей сохранности. Лишь в верхней части среднего миоцена планктонные фораминиферы явно затронуты избирательным растворением. Их ассоциация имеет отчетливо субтропический облик, но влияние высокоширотных водных масс заметно. Оно проявляется в отсутствии некоторых тропическо-субтропических видов, сокращенных стратиграфических интервалах ряда таксонов (роды *Globigerinoides*, *Sphaeroidinellopsis*), широком развитии умеренных и умеренно-субтропических видов (группа *Globorotalia miozea*, *Globigerina bulloides*).

Граница олигоцена и миоцена определяется с затруднением, поскольку род *Globigerinoides* получает развитие в середине нижнего миоцена. К зоне *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri* относятся, очевидно, осадки (обр. 360-26-2, 124—130 см) с редкими экземплярами *Globorotalia kugleri*, которому сопутствуют виды *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globoquadrina*, *Globorotalia* и *Globorotaloides*, получающие максимальное распространение в вышележащих осадках нижнего миоцена.

В этих отложениях нижнего миоцена различаются три подразделения:

нерасчлененные зоны *Globigerinita dissimilis* и *Globigerinita stainforthi* (аквитанский ярус), где совместно с индекс-видами встречаются *G. unicava*, *Globigerina venezuelana*, *G. bradyi*, *G. juvenilis*, *G. woodi*, *G. praebulloides*, *G. angustumbilicata*, *Globoquadrina praedehiscens*, *Globorotalia nana*, *G. siakensis*, *Globorotaloides suteri* (интервал от обр. 360-26-2, 32—38 см до обр. 360-24-1, 124—130 см). Представители рода *Globigerinoides* здесь не обнаружены;

зона *Globigerinatella insueta* — *Globigerinoides trilobus*, в комплексе планктонных фораминифер которой становятся обычными *G. trilobus*, *G. subquadratus*, *Globigerina bollii*, *Globorotalia peripheroronda* в сочетании с более редкими *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Globigerina foliata*, *G. falconensis*. Из подстилающих слоев переходят *Globorotalia siakensis*, *G. nana*, *Globigerina venezuelana*, *G. woodi*, *G. juvenilis*, *G. angustumbilicata*, *G. praebulloides*, *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*, *G. stainforthi*, *Globorotaloides suteri*. Вид *Globigerinatella insueta* отсутствует. Интервал от обр. 360-23-4, 112—118 см до обр. 360-23-1, 92—98 см;

зона *Praeorbulina glomerata*, определяющаяся появлением индекс-вида, *Globigerinoides bisphaerica*, *Globorotalia miozea*. Здесь также обычны *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus*, *Globigerina bollii*, *G. woodi*, *G. venezuelana*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia siakensis*, *G. peripheroronda*. Виды (и разновидности) рода *Praeorbulina* по количеству экземпляров немногочисленны. Интервал от обр. 360-22-6, 121—127 см до обр. 360-22-3, 111—125 см. Две последние зоны входят в состав бурдигальского яруса.

Граница нижнего и среднего миоцена очень четкая в связи с развитием рода *Orbulina*. Отсутствие группы *Globorotalia fohsi* (за исключением вида *G. peripheroronda*), редкость экземпляров рода *Sphaeroidinellopsis* и некоторых других видов препятствуют детальному зональному расчленению среднего миоцена. К тому же лишь нижние слои среднего миоцена (керны 20 и 21) содержат микрофауну хорошей сохранности; в его верхней части (керны 15—19) раковины фораминифер затронуты избирательным растворением, при отмывке большое их количество разрушается, превращаясь в мелкую дресву.

В среднем миоцене устанавливаются два подразделения:

нерасчлененный интервал от зоны *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* до зоны *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* (от обр. 360-21-5, 101—103 см до обр. 360—19-3, 120—128 см). Комплекс фораминифер состоит из *Orbulina suturalis*, *Globorotalia praemenardii*, *G. praescitula*, *G. obesa*, *G. siakensis*,

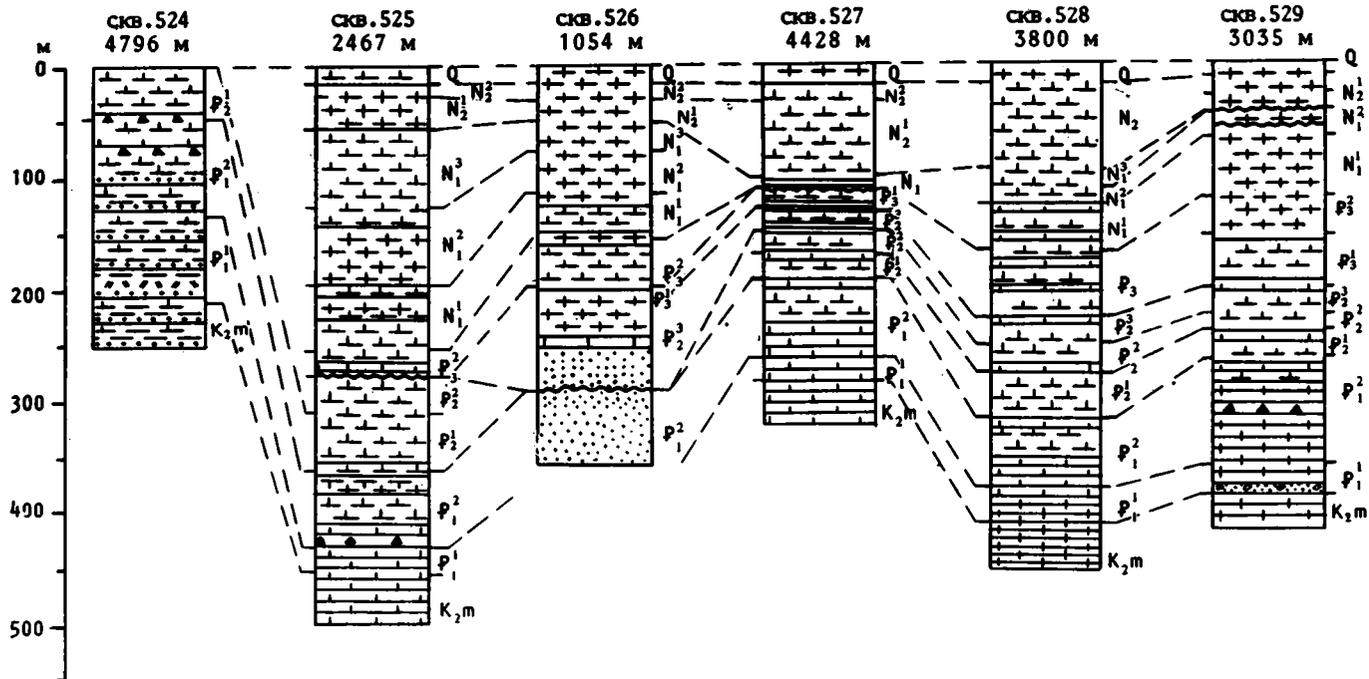


Рис. 21. Корреляция кайнозойских отложений юго-восточной части Южной Атлантики (южное окончание Китового хребта)

Условные обозначения см. на рис. 3

G. peripheroronda, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Globigerina woodi*, *G. bulloides*, *G. juvenilis*, *G. druryi*, *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus*, *Globigerinita glutinata*;

зона *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* (от обр. 360-19-2, 120–126 см до обр. 360-15-1, 53–59 см), где встречены немногочисленные *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globorotalia mayeri* при почти полном отсутствии *G. siakensis* и *G. peripheroronda*. Обычно комплекс фораминифер включает массу мелких *Globigerina bulloides*, *G. woodi*, *G. falconensis*, *Globorotalia obesa*, *Globigerinita glutinata* с подчиненным количеством экземпляров более крупных *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia miozea*, *G. scitula*, *Orbulina suturalis*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*. В связи с плохой сохранностью фораминифер подошва и кровля (т.е. граница с верхним миоценом) этой зоны достаточно неопределенны.

Отложения верхнего миоцена вновь характеризуются обильными планктонными фораминиферами хорошей сохранности. Умеренно субтропические элементы представлены видами группы *Globorotalia miozea*; по-прежнему редки виды *Sphaeroidinellopsis*; в подчиненном количестве экземпляров присутствуют *Globorotalia merotumida* и *G. plesiotumida*.

Верхний миоцен подразделяется на три части:

нерасчлененные зоны *Globorotalia continua* и *Globorotalia merotumida* (или зона *Globorotalia acostaensis*). Они соответствуют тортонскому ярусу. Комплекс планктонных фораминифер состоит из *Orbulina universa*, *Globorotalia acostaensis*, *G. menardii*, *G. merotumida*, *G. miozea*, *G. scitula*, *G. obesa*, *Globigerina bulloides*, *G. quadrilatera*, *G. concinna*, *G. nepenthes*, *G. decoraperta*, *G. quinqueloba*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. trilobus*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Globigerinita glutinata* (интервал от обр. 360-14-5, 30–36 см до обр. 360-9-3, 44–50 см);

зона *Globorotalia plesiotumida* (или зона *Globorotalia dutertrei*), специфические особенности которой определяются появлением *G. plesiotumida*, *G. dutertrei*, *G. conomiozea*. Среди сопутствующих фораминифер отметим постоянное присутствие *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *G. quadrilatera*, *G. concinna*, *Globorotalia miozea*, *G. acostaensis*, *G. menardii*, *G. scitula*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. trilobus* и более редких *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Globigerinita siphonifera*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinita glutinata*. Интервал от обр. 360-9-1, 44–50 см до обр. 360-4-2, 30–36 см. Отложения этой зоны входят в состав мессинского яруса;

зона *Globorotalia tumida* (или зона *Globorotalia margaritae margaritae*), где продолжают встречаться почти все виды, типичные для предыдущей зоны. Но они сопровождаются единичными *G. tumida*, редкими *G. margaritae margaritae* и несколько более частыми *G. multicamerata*, *G. crassaformis*, *G. pseudomioecenia*, *Globigerinoides sacculifer*. Все они относятся к характерным элементам плиоценовой микрофауны, занимая в осадках рассматриваемой зоны явно подчиненное положение. Интервал от обр. 360-3-4, 101–107 см до обр. 360-1-2, 30–36 см.

Особенности микрофауны зоны *Globorotalia tumida* приводят к тому, что ее помещают либо в кровлю миоцена [Крашенинников, 1977, 1978], либо в подошву плиоцена, как это сделано участниками 40-го рейса [Bolli, Ryan et al., 1978]. По нашему мнению, весь плиоцен в скв. 360 входит в 80-метровый интервал, пройденный без отбора керна.

КИТОВЫЙ ХРЕБЕТ

Как уже отмечалось, в пределах этой структуры кайнозойские отложения вскрыты шестью скважинами в ее южной части (скв. 524–529) (рис. 21) и четырьмя скважинами на северном окончании, в районе сочленения хребта с Африканским континентом (скв. 362, 363, 530, 532) (рис. 22). Здесь изучен полный разрез кайнозоя, начиная с

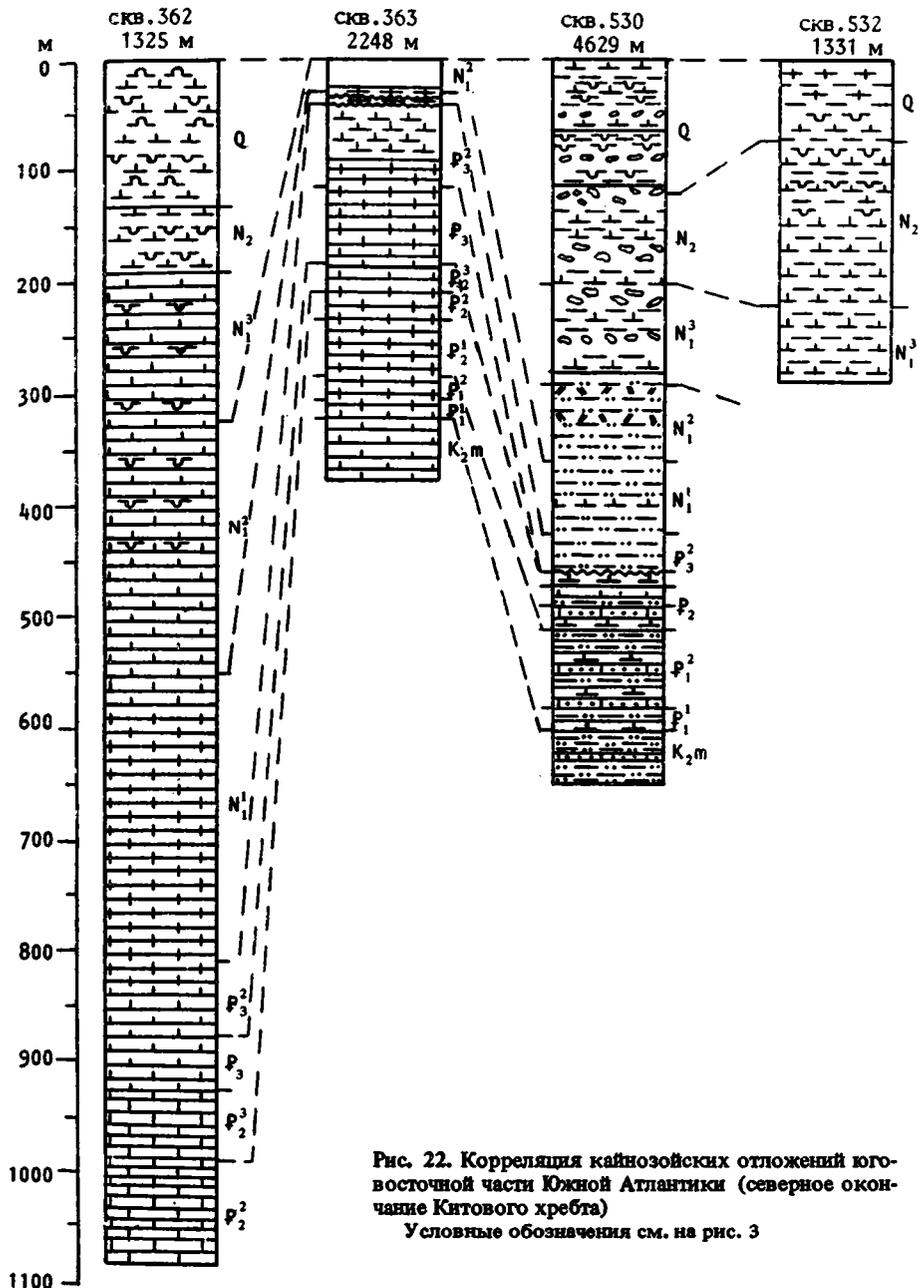


Рис. 22. Корреляция кайнозойских отложений юго-восточной части Южной Атлантики (северное окончание Китового хребта)

Условные обозначения см. на рис. 3

нижнего палеоцена. Практически повсеместно он сложен карбонатными биогенными образованиями с подчиненной примесью терригенного материала в наиболее глубоководных скважинах у подножия хребта, где пелагическое осадконакопление сочеталось с привнесом турбидитных потоков [Bolli, Ryan et al., 1978; Moore, Rabinowitz et al., 1984; Hay, Sibuet et al., 1984; Hsü, La Brecque et al., 1984].

В отличие от Капской впадины в разрезах Китового хребта наблюдается не только полная последовательность осадков палеогена, но и вся серия фораминиферовых зон.

Палеоценовые отложения пробурены на южном окончании хребта (скв. 524—529) и в его северной части (скв. 363). Во всех скважинах они согласно перекрывают верхне-меловые (маастрихтские) образования. Граница мезозоя и кайнозоя обычно проходит внутри монотонной толщи известковых осадков с высоким содержанием карбоната кальция.

Отложения раннепалеоценового возраста чаще всего представлены пестроокрашенным нано-фораминиферовым и наннопланктонным писчим мелом с содержанием CaCO_3 до 80%. В основании разреза и в его нижней половине содержание CaCO_3 , как правило, падает до 20—30%. В скв. 527 и 530, пробуренных в Ангольской впадине у подножия Китового хребта, нижний палеоцен сложен турбидитами. В скв. 527 это чередующиеся зеленовато-серые наннопланктонные глины и вулканокластические песчаники с прослоями вулканического пепла. В скв. 530 осадки представлены переслаивающимися зеленоватыми алевролитами, известковистыми алевролитами и мергелями с прослоями желтовато-серого наннопланктонного писчего мела, белого и голубовато-белого обломочного известняка. Мощность нижнепалеоценовых отложений в пределах хребта 15—30 м. У подножия хребта в его южной части она увеличивается до 70 м.

Отложения нижнего палеоцена характеризуются фауной планктонных фораминифер, которая позволяет провести их зональное расчленение на основе тропической — субтропической шкалы Г. Болли [Bolli, 1957a]. Доминирующими видами являются *Globigerina varianta*, *G. daubjergensis*, *G. eugubina*, *G. triloculinoidea*, *Chiloguembelina midwayensis*, *Ch. morsei*, *Globorotalia pseudobulloidea*, *G. compressa*, *G. angulata*, *G. trinidadensis*, *G. conicotruncata*, *G. tadjikistanensis*, *Acarinina inconstans*, *A. uncinata*. На основании этой ассоциации здесь установлен полный набор нижнепалеоценовых зон, начиная с зоны *Globigerina eugubina* и кончая зоной *Globorotalia angulata*. Самая нижняя зона кайнозоя — *Globigerina eugubina* — отмечена на юге хребта, в скв. 525, 527, 528 [Boersma, 1984]. В северной части хребта в основании разреза палеогена выделена зона *Globorotalia pseudobulloidea* [Toumarkine, 1978]. Судя по относительно богатому комплексу планктонных фораминифер и их хорошей сохранности вблизи границы мезозоя и кайнозоя, нельзя исключить присутствие в этой скважине зоны *Globigerina eugubina*, хотя она здесь и не описана.

На основании разнообразного известкового наннопланктона, встреченного по всему разрезу нижнепалеоценовых отложений, установлена также вся последовательность зон тропической—субтропической зональной шкалы Е. Мартини [Martini, 1971].

Бентосные фораминиферы представлены относительно небольшим числом видов. Наиболее часто встречаются *Gaudryina pyramidata*, *Bolivinopsis* sp., *Aragonia velascoensis*, *Neoflabellina jarvisi*, *Chrysalogonium* sp., *Anomalinoidea* cf. *spissiformis*, *Nuttalides truempyi*, *Gavelinella beccariiformis*, *G. rubiginosa*, *Gyroinoidea subglobosa*, *Osangularia mexicana*, *Pullenia coryelli*, *Bulimina trinitatensis*.

Верхнепалеоценовые отложения согласно перекрывают слои раннепалеоценового возраста и описаны во всех скважинах на юге хребта (скв. 524—529) и в скв. 530 в его северной части. Как и подстилающие нижнепалеоценовые отложения в пределах хребта, они состоят преимущественно из пелагических пестроокрашенных карбонатных нанофораминиферовых и наннопланктонных илов и писчего мела. В некоторых скважинах в подчиненном количестве присутствуют прослой кремней (скв. 525) и вулканического пепла (скв. 529). В скв. 526, пробуренной у вершины хребта на глубине 1054 м, верхний палеоцен сложен желтовато-коричневыми и желтоватыми известковистыми песками и песчаниками, состоящими из угловатых перекристаллизованных обломков раковин бентосных фораминифер, двустворок, мшанок и игл ежей. Обломки часто покрыты коричневатыми окислами железа. Эти отложения практически лишены органических остатков, дающих точное определение возраста.

В Ангольской котловине у подножия северной части хребта, как и у его южного склона, отложения верхнего палеоцена имеют турбидитную природу и представлены чередующимися наннопланктонными глинами и вулканокластическими песчаниками в скв. 524 и алевролитами, известковистыми алевролитами, мергелями с прослоями наннопланктонного писчего мела и обломочного известняка в скв. 530.

Верхний палеоцен содержит разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер. К типичным видам принадлежат *Globigerina triloculinoidea*, *G. velascoensis*, *Globorotalia velascoensis*, *G. pseudomenardii*, *G. laevigata*, *G. aequa*, *G. edgari*, *Acarinina nitida*, *A. soldadoensis*, *A. soldadoensis angulosa*, *A. primitiva*, *A. mckannai*, *A. spiralis*, *A. acarinata*, *Chiloguembelina midwayensis*, *C. wilcoxensis*. На основании этой ассоциации отложения верхнего палеоцена в соответствии с тропической – субтропической зональной шкалой разделены на две зоны – *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*.

Обильный в видовом и количественном отношении наннопланктон делает возможным зональное расчленение верхнего палеоцена на основе стратиграфической схемы Е. Мартини [Martini, 1971].

Комплекс бентосных фораминифер в верхнепалеоценовых отложениях практически не отличается от нижнепалеоценовой ассоциации.

Мощность осадков верхнего палеоцена на юге Китового хребта и у его подножия во всех скважинах приблизительно одинакова и составляет 70–100 м. В северной вершинной части хребта она уменьшается до 11 м.

Отложения эоценового возраста развиты повсеместно в южной части Китового хребта и на его северном замыкании. Они вскрыты в тех же скважинах, что и палеоценовые осадки, и связаны с последними постепенным переходом. В фациальном отношении эоцен сходен с подстилающими отложениями палеоцена, часто отличаясь от них лишь степенью литификации.

Нижнеэоценовые осадки вскрыты всеми скважинами на юге хребта, за исключением самой мелководной скв. 526, где они уничтожены эрозией. На севере хребта они пробурены скв. 362 и 363 вблизи его вершины и скв. 530 у его подножия в Ангольской котловине.

Нижний эоцен сложен пестроокрашенными наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами с прослоями писчего мела, которые содержат разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер. На южном окончании хребта наиболее часто в них встречаются *Globigerina senni*, *Globorotalia subbotinae*, *G. formosa*, *G. marginodentata*, *G. lensiformis*, *G. aragonensis*, *Acarinina mckannai*, *A. pentacamerata*, *A. soldadoensis*, *Chiloguembelina wilcoxensis*. На севере хребта ассоциация планктонных фораминифер нижнего эоцена богаче, чем в его южной части. В нижней половине разреза здесь обычны *Acarinina soldadoensis*, *A. broedermanni*, *A. primitiva*, *Globigerina linaperta* s.l., *Globorotalia aragonensis*, *G. aequa*, *G. formosa gracilis*, *G. marginodentata*, *G. subbotinae*, *G. lensiformis*. Выше получают развитие *Globigerina senni*, *G. turgida*, *Globorotalia formosa formosa*, *G. aragonensis caucasica*, *Acarinina aspensis*, *Pseudohastigerina micra*, *P. wilcoxensis*.

Хотя во всех изученных скважинах нижнеэоценовые отложения содержат достаточно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, детальность их стратиграфического расчленения различна. Самая нижняя фораминиферовая зона тропической – субтропической шкалы Г. Болли [Bolli, 1957a, b] – зона *Globorotalia subbotinae* – отмечена во всех скважинах, вскрывших базальные слои эоцена. Следующая зона – *Globorotalia formosa* – установлена в скв. 527 и 529 на южном окончании хребта и в скв. 363 в его северной части. В остальных скважинах в связи с интенсивным растворением раковин фораминифер их ассоциация обеднена и выделение этой зоны оказалось невозможным. Она либо совсем не установлена, как, например, в скв. 525 и 528, либо присутствует в составе нерасчлененного интервала, охватывающего зоны *Globorotalia formosa* и *Globorotalia aragonensis*.

Зона *Globorotalia aragonensis* наблюдалась только в скв. 363 на севере хребта. В

большинстве других скважин она присутствует в составе нерасчлененного интервала вместе с подстилающей зоной *Globorotalia formosa* (скв. 524), либо с вышележащей нижнеэоценовой зоной *Globorotalia palmerae* (скв. 528, 530), либо с зонами *Globorotalia palmerae* и *Hantkenina aragonensis* (средний эоцен) в скв. 525 и 527.

Зона *Globorotalia palmerae* установлена как в северной части хребта (скв. 362, 363), так и на его южном окончании (скв. 528). В остальных скважинах она присутствует в нерасчлененном интервале вместе с зоной *Globorotalia aragonensis* (скв. 528, 530) или же вместе с последней и вышележащей среднеэоценовой зоной *Hantkenina aragonensis* (скв. 525, 527).

Таким образом, на юге хребта, где планктонные фораминиферы в значительной мере подвержены растворению, достоверно прослежены зона *Globorotalia subbotinae*, которая встречена повсеместно, зона *Globorotalia formosa*, установленная в двух скважинах, и зона *Globorotalia palmerae*, которая присутствует только в одной скважине. Зона *Globorotalia aragonensis* здесь не обнаружена (скв. 529) либо присутствует в составе нерасчлененного интервала вместе с другими зонами.

В северной части хребта, где ассоциация планктонных фораминифер богаче и отмечены тропические виды, неизвестные на южном окончании хребта, установлен полный набор нижнеэоценовых зон тропической—субтропической зональной схемы.

Отложения среднего эоцена широко распространены в южных районах хребта (скв. 525, 528, 529) и в его северной части (скв. 362, 363, 530). Повсеместно, за исключением скв. 529, они согласно залегают на осадках нижнего эоцена, практически не отличаясь от них по составу. В скв. 529 отложения нижнего и среднего эоцена разделены стратиграфическим перерывом, охватывающим зоны *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia palmerae* (нижний эоцен) и зоны *Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri* (средний эоцен). В скв. 526 на своде хребта средний эоцен уничтожен эрозией и осадки верхнего эоцена несогласно залегают непосредственно на верхнем палеоэоцене. В скв. 524 у подножия хребта в Капской впадине разрез палеогена заканчивается слоями нижнего эоцена (нерасчлененный интервал зон *Globorotalia formosa* и *Globorotalia aragonensis*); более молодые отложения отсутствуют.

В южной части хребта средний эоцен представлен пестрыми наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами и писчим мелом. Севернее этот интервал сложен зеленовато-серыми мергелистыми известняками, чистыми светло-серыми известняками и нанно-фораминиферовым писчим мелом на своде хребта (скв. 362, 363) и переслаивающимися пестроцветными алевролитами, мергелями и обломочными известняками у подножия хребта в Ангольской котловине. Мощность отложений среднего эоцена обычно составляет первые десятки метров. Накопление их, как и подстилающих нижнеэоценовых осадков, происходило вблизи уровня карбонатной компенсации, что определило относительно обедненный видовой состав планктонных фораминифер и их низкую разрешающую способность.

В нижней части среднего эоцена на юге хребта наиболее часто присутствуют *Acarinina bullbrooki*, *A. pseudotopilensis*, *Globorotalia aragonensis*, *G. renzi*, *Globigerina senni*. В верхней половине преобладают *Globigerina senni*, *Globorotalia frontosa*, *G. spinulosa*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globigerapsis subconglobatus*. На севере хребта нижние слои среднеэоценовых отложений характеризуются относительно разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер, которая состоит из *Globorotalia spinuloinflata*, *G. frontosa*, *G. pseudomayeri*, *G. possagnoensis*, *G. spinulosa*, *G. bolivariana*, *Globigerina turgida*, *G. eocaena*, *G. hagni*, *G. venezuelana s.l.*, *G. higginsii*, *G. echinata*, *Truncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *Globigerinatheca barri*, *Globigerapsis subconglobatus*, *G. subconglobatus curryi*, *G. mexicana*, *G. index*, *Acarinina bullbrooki*, *Hantkenina alabamensis*, *H. liebusi*, *Chiloguembelina cubensis*. В верхней половине в дополнение к перечисленным видам добавляются *Globigerapsis subconglobatus euganea*, *Orbulinoides beckmanni*, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. pomeroli*, *G. lehneri*. Вместе с тем исчезают *Globorotalia frontosa*, *Globigerapsis subconglobatus curryi*, *Globigerina turgida*, *Globorotalia possagnoensis*, *Truncorotaloides topilensis* [Toumarkine, 1978].

Хотя эта ассоциация уверенно датирует вмещающие отложения средним эоценом, его нижняя и верхняя границы не всегда точно устанавливаются, ибо в некоторых скважинах слои с относительно полным и хорошей сохранности комплексом планктонных фораминифер часто разделены интервалами, полностью лишенными их раковин или же с редкими, наиболее устойчивыми к растворению видами. По этой же причине не всегда возможно выделение зон и точное проведение их границ.

На основании планктонных фораминифер в разрезе среднего эоцена достоверны следующие зоны.

Зона *Nantkenina aragonensis* известна в скв. 528 в южной части хребта. Во всех остальных скважинах она либо не установлена (скв. 529, 530), либо присутствует в составе нерасчлененного интервала с нижнеэоценовыми зонами *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae* на юге хребта (скв. 525, 527) или же со среднеэоценовыми зонами *Globigerapsis kugleri* и *Globorotalia lehneri* в его северной части (скв. 362, 363).

Зона *Orbulinoides beckmanni* встречается на севере хребта (скв. 363). В разрезе скв. 362 она присутствует в составе нерасчлененного интервала вместе с зоной *Truncorotaloides rohri*.

Зона *Truncorotaloides rohri* фиксируется в северной части хребта (скв. 363). В других скважинах она либо не встречена (скв. 527 и 529, где отложения этой зоны, вероятно, уничтожены эрозией), либо входит в состав нерасчлененного интервала вместе с зонами *Globorotalia lehneri* и *Orbulinoides beckmanni* (скв. 528) или с зоной *Orbulinoides beckmanni* (скв. 362).

Остальные зоны среднего эоцена — *Globigerapsis kugleri* и *Globorotalia lehneri* — в пределах Китового хребта объединены в нерасчлененном интервале, который охватывает эти две зоны или одну из них в сочетании с выше- или нижележащей зоной. В скв. 525, 527 и 530 в связи с сильным растворением планктонные фораминиферы имеют настолько обедненный состав, что определение возраста отложений возможно только в рамках среднего эоцена.

Как видно из приведенных данных, разрешающая способность планктонных фораминифер в среднем эоцене в связи с обедненностью их видового состава намного ниже, чем в нижнеэоценовых отложениях. Это обусловлено, вероятно, более высоким положением уровня карбонатной компенсации в течение среднеэоценового времени. В южной части хребта, где осадконакопление происходило на больших глубинах, достоверно определена лишь самая нижняя зона — *Nantkenina aragonensis* (скв. 528). В некоторых скважинах возраст известен с точностью до подотдела. На севере хребта более разнообразная ассоциация планктонных фораминифер свидетельствует о том, что здесь присутствуют отложения всех среднеэоценовых зон, но отчетливо различаются зоны *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri* (скв. 363); нижние три зоны среднего эоцена заключены в составе нерасчлененного интервала.

Отложения верхнего эоцена, как и подстилающие осадки нижнего—среднего эоцена и палеоцена, пользуются широким распространением в акватории Китового хребта. На его южном окончании они вскрыты скв. 526—529, а в скв. 524 и 525 уничтожены последующей эрозией. На севере хребта отложения верхнего эоцена присутствуют в разрезах трех скважин (362, 363, 530).

На относительно мелководных участках хребта (скв. 528, 529, 362 и 363) верхнеэоценовые отложения представлены наннопланктонным и нанно-фораминиферовым писчим мелом. В скв. 526, пробуренной на своде хребта (глубина 1054 м), они сложены желтовато-коричневыми и желтоватыми карбонатными песками и песчаниками. В глубоководных районах Ангольской котловины у подножия хребта в верхнем эоцене преобладают переслаивающиеся алевролиты, мергели и писчий мел турбидитного происхождения на севере (скв. 530) и пелагические глины на юге (скв. 527). Мощность верхнего эоцена, как правило, не превышает первых десятков метров и только в скв. 526 достигает 80 м.

В большинстве случаев верхний эоцен залегает на подстилающих отложениях согласно. В скв. 526 он с размывом перекрывает верхний палеоцен. Небольшой стратигра-

фический перерыв, охватывающий зону *Globigerapsis semiinvoluta*, возможно, имеет место в скв. 529.

В южной части хребта ассоциация планктонных фораминифер верхнего эоцена включает *Globigerapsis index*, *G. semiinvoluta*, *G. subconglobatus*, *Globorotalia pomeroli*, *G. cerroazulensis*, *G. cunialensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Cribrorhantkenina inflata*, *Chiloguembelina cubensis*. В северных районах наряду с большинством из этих видов часто присутствуют *Globigerina venezuelana* s.l., *G. eosaena*, *G. hagni*, *G. brevis*, *G. prasaepis*, *G. cryptomphala*; *G. tripartita*, *Globigerinita pera*, *G. dissimilis* s.l., *G. unicava*, *Globorotalia increbescens*, *Globigerapsis mexicana*, *G. tropicalis*, *Hantkenina primitiva*, *H. suprasuturalis*.

На основании этой ассоциации в верхнем эоцене выделяется стандартная последовательность зон тропической—субтропической шкалы.

Зона *Globigerapsis semiinvoluta* встречена в скв. 362, 363 в северной части хребта и в скв. 526 на его южном окончании. В скв. 528 она не отделяется от зоны *Globorotalia cosoensis*. В трех скважинах зона не установлена: в скв. 529 ее отложения уничтожены эрозией или пропущены при бурении, в скв. 527 и 530 в связи с сильным растворением планктонные фораминиферы отсутствуют и датировка и расчленение осадков проводится по обедненной ассоциации наннопланктона.

Зона *Globorotalia cosoensis* прослежена в скв. 526 и 529 на юге хребта. В его северной части она входит в состав зоны *Globorotalia cerroazulensis* s.l. В остальных скважинах зона не установлена в связи с отсутствием фораминифер или объединена с зоной *Globigerapsis semiinvoluta* (скв. 528).

Зона *Globorotalia cunialensis* обнаружена в скв. 529 на юге хребта; в скв. 362 и 363 в его северной части она вместе с зоной *Globorotalia cosoensis* входит в состав зоны *Globorotalia cerroazulensis* s.l.

Таким образом, полная или почти полная последовательность зон тропической—субтропической шкалы эоцена установлена только на севере хребта, где отложения этого возраста имеют хорошую палеонтологическую характеристику и где присутствуют виды-индексы большинства эоценовых зон. В южных районах хребта накопление осадков происходило на больших глубинах и ассоциация планктонных фораминифер в связи с интенсивными процессами растворения в значительной мере обедняется. Их разрешающая способность начиная с середины нижнего эоцена резко снижается.

Аналогичная картина наблюдается и в распределении известкового наннопланктона. В северной части хребта встречены практически все зоны стратиграфической схемы Е. Мартини [Martini, 1971]. В южных районах наннопланктон присутствует по всему разрезу эоценовых отложений вследствие большей по сравнению с планктонными фораминиферами устойчивости к химической эрозии. Его разрешающая способность в некоторых скважинах выше, чем у последних, но она все же значительно ниже, чем у наннопланктона в более северных скважинах. Выделение наннопланктонных зон здесь также затруднено, и они объединяются в нерасчлненные интервалы, которые охватывают две, а нередко три-четыре и даже пять зон.

Бентосные фораминиферы в эоценовых отложениях южной части хребта имеют небольшое видовое разнообразие и представлены главным образом *Dorothia* sp., *Aragonia aragonensis*, *Tarrannina salmaensis*, *Anomalinoidea alazanensis*, *A. cf. spissiformis*, *Nuttallina truempyi*, *Oridorsalis umbonifera*, *Bulimina jarvisi*, *B. semicostata*, характеризую глубководные (батиальные) условия осадконакопления. В скв. 526, пробуренной на своде хребта, в базальных слоях эоценовых отложений планктонные фораминиферы отсутствуют. Здесь встречены представители родов *Heterostegina* и *Asterocyclina*, что вместе с грубообломочным характером осадков свидетельствует о седиментации в условиях шельфа с большой подвижностью вод. Выше по разрезу преобладают виды рода *Uvigerina* (*U. auberiana*, *U. semivestita*, *U. elongata*, *U. cosoensis*), что указывает на увеличение глубин осадконакопления до 200—500 м.

В скв. 362 и 363 на севере хребта бентосные фораминиферы из эоценовых отложений были детально изучены Ф. Прото-Дечима и Г. Болли [Proto Decima, Bolli, 1978]. Их ассоциация характеризуется значительным видовым разнообразием (более 50

видов). Типичными видами являются *Vulvulina haeringensis*, *Karriella subglabra*, *Marssonella traubi*, *Aragonia aragonensis*, *Chrysalogonium tunuicostatum*, *Heterolepa ungeriana*, *Nuttallides truempyi*, *Planulina ammophila*, *Gavelinella micra*, *Anomalinoides spissiformis*, *Alabamina dissonata*, *Osangularia pteromphalia*, *Gyroidina soldanii*, *Nonion havanense*, *Pullenia eocenica*, *Oridorsalis umbonatus*, *Bulimina jarvisi*, *Uvigerina biserialis*, *Stilostomella nuttalli*, *S. gracillima* и др. Многие из этих видов встречаются также в эоценовых отложениях Фолклендского плато на юго-западе Атлантики, где осадконакопление происходило в условиях батиали на глубинах 1500–2000 м.

Эоценовые отложения почти повсеместно согласно перекрыты осадками олигоцена. Исключением является скв. 525 на южном окончании хребта, где на границе эоцена и олигоцена существует стратиграфический перерыв, охватывающий нижний олигоцен и большую часть верхнего олигоцена.

Нижнеолигоценовые осадки вскрыты скв. 526–529 на юге хребта и скв. 362, 363 в его северных районах. Повсеместно олигоцен представлен, как и подстилающие эоценовые образования, карбонатными илами. Мощность нижнего олигоцена не превышает 50 м, обычно она составляет первые десятки метров.

На юге хребта осадконакопление происходило вблизи уровня карбонатной компенсации и планктонные фораминиферы имеют плохую сохранность и низкое видовое разнообразие. Обычно оно не превышает нескольких видов в образце. Вся ассоциация планктонных фораминифер раннего олигоцена насчитывает 12 видов и состоит из *Globigerina gortanii*, *G. ampliapertura*, *G. pseudovenezuelana*, *G. galvisi*, *Globorotalia nana*, *Globigerinita martini*, *G. dissimilis s.l.*, *G. unicava*, *G. pera*, *Pseudohastigerina micra*, *P. barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis*.

Планктонные фораминиферы раннего олигоцена на севере хребта также несут на себе следы интенсивного растворения, но отличаются несколько большим разнообразием и присутствием как тропических, так и австралийских (новозеландских) элементов. Они представлены *Globigerina brevis*, *G. prasaepis*, *G. ampliapertura*, *G. tripartita*, *G. angiporoides*, *G. hagni*, *G. venezuelana s.l.*, *G. gortanii*, *G. galvisi*, *Globorotalia increbescens*, *G. nana*, *G. munda*, *G. pseudocontiniosa*, *G. gemma*, *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis s.l.*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis*.

Объединенный видовой состав планктонных фораминифер снижает их разрешающую способность, не всегда допуская зональное расчленение нижнего олигоцена. Нижние две зоны олигоцена — *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii* — как на юге хребта, так и в его северной части объединены в составе зоны *Cassigerinella chipolensis* — *Pseudohastigerina micra*. Зона *Globigerina ampliapertura* известна в северных районах хребта (скв. 363); на его южном окончании эта зона встречается только в скв. 526. В других скважинах она не установлена, но это может быть обусловлено и пропусками в отборе кернa.

В большинстве скважин в пределах всего хребта наблюдается обычная последовательность наннопланктонных зон нижнего олигоцена (зоны *Ericsonia subdisticha*, *Helicorontosphaera reticulata*, *Sphenolithus predistentus*).

Верхний олигоцен на своде и склонах хребта сложен наннопланктонными и наннофораминиферовыми илами и аналогичным по составу писчим мелом. У подножия хребта в Ангольской котловине он представлен зелеными и красными пелагическими глинами с примесью алевроитового вулканокластического материала. В скв. 527 отложения этого возраста уничтожены эрозией. Повсеместно они согласно залегают на нижнем олигоцене, за исключением скв. 525, в которой верхнеолигоценовые осадки (зона *Globigerina ciregoensis*) с крупным стратиграфическим перерывом лежат на породах среднего эоцена, и скв. 530, из разреза которой выпадает нижний олигоцен. Мощность верхнеолигоценовых осадков на юге хребта обычно не превышает 20–40 м, на севере хребта она достигает 60–70 м.

Ассоциации планктонных фораминифер в отложениях верхнего олигоцена в южной и северной частях хребта характеризуются примерно одинаковым видовым разнообразием. На южном окончании хребта они состоят из *Globigerina euapertura*, *G.*

tripartita, *G. pseudovenezuelana*, *G. angulisuturalis*, *G. angustiumbilitata*, *Globorotalia opima*, *G. nana*, *Globigerinita martini*, *Globorotaloides suteri*, *Globoquadrina praedehiscens*. В кровле олигоцена в скв. 529 появляются *Globigerina brazieri*, *G. labiacrassata*. На севере хребта комплекс планктонных фораминифер насчитывает более 20 видов. Наиболее часто здесь встречаются *Globigerina venezuelana*, *G. euapertura*, *G. officinalis*, *G. angustiumbilitata*, *G. anguliofficialis*, *G. praebulloides*, *G. tripartita*, *G. ciperoensis*, *G. labiacrassata*, *G. angulisuturalis*, *G. gortanii*, *Globorotalia nana*, *G. opima*, *G. munda*, *G. kugleri*, *G. pseudocontinua*, *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis*, *Globorotaloides suteri*, *Cassigerinella chipolensis*.

По распространению этих видов в отложениях верхнего олигоцена проведено их зональное расчленение на основе тропической—субтропической схемы Г. Болли [Bolli, 1957с, 1966].

Зона *Globorotalia opima* широко распространена в пределах Китового хребта и обнаружена во всех скважинах, вскрывших верхнеолигоценовые осадки, кроме скв. 530, где она объединена с зоной *Globigerina ciperoensis*.

Зона *Globigerina ciperoensis* также встречена в северной части хребта (скв. 362, 363) и на его южном склоне (скв. 525, 526, 529). В других скважинах она либо не установлена (скв. 528), либо присутствует в составе нерасчленного интервала вместе с зоной *Globorotalia opima*.

Зона *Globorotalia kugleri* s. str. определена в скв. 363 на севере хребта, где обнаружен индекс-вид. В других скважинах этот вид не встречен.

Планктонные фораминиферы олигоценовых отложений Китового хребта отличаются большей холодноводностью по сравнению с эоценовой микрофауной. Их ассоциация наряду с характерными тропическими видами содержит типичные фораминиферы австралийской области. Некоторые из них (*Globigerina angiporoides*, *G. brevis*, *G. euapertura*) служат индекс-видами зон новозеландской зональной стратиграфической шкалы Г. Дженкинса [Jenkins, 1971].

Такой смешанный состав планктонных фораминифер в районе Китового хребта является, вероятно, следствием глобального похолодания в олигоцене, их большей толерантности к ухудшившимся климатическим условиям и униформизма в распространении, что уже отмечалось ранее одним из авторов [Крашенинников, 1982].

На основании разнообразного наннопланктона в верхнеолигоценовых отложениях установлены зоны шкалы Е. Мартини [Martini, 1971] — *Sphenolithus distentus*, соответствующая по объему фораминиферной зоне *Globorotalia opima*, и *Sphenolithus ciperoensis*, коррелируемая с зоной *Globigerina ciperoensis* и с частью зоны *Globorotalia kugleri* по фораминиферам. На юге хребта зона *Sphenolithus distentus* нередко объединяется с нижнеолигоценовой зоной *Sphenolithus predistentus*.

Бентосные фораминиферы в южной части хребта имеют невысокое видовое разнообразие и характеризуются преобладанием относительно мелководных видов — *Cibicides* spp., *Gyroidina girardana*, *Bradyella subglobosa*, *Cassidulina crassa*, *Uvigerina aubergiana*, *U. rippensis*, *U. semivestita*, *U. spinulosa*. Они являются показателем осадконакопления на глубинах от 500 до 800 м в скв. 526, пробуренной в сводовой части хребта. Фораминиферы более глубоководны в отложениях на склоне хребта — *Dorothyia* sp., *Clavulina* sp., *Spiroplectamma* sp., *Oridorsalis umbonatus*, *Nuttallides umbonifera*, *Gyroidina girardana*, *Bulimina striata*, *B. jarvisi*.

Бентосные фораминиферы из осадков олигоцена на севере хребта отличаются значительным видовым разнообразием [Proto Decima, Bolli, 1978]. Преобладающими видами являются *Karreriella subglabra*, *Vulvulina haeringensis*, *Heterolepa ungeriana*, *H. reussi*, *Gyroidina soldanii*, *Oridorsalis umbonatus*, *Anomalinoidea spissiformis*, *Osangularia pteromphala*, *Bulimina jarvisi*, *Stilostomella gracilis*, *S. subspinosa*, *Uvigerina spinicosta*, *U. elongata*. В соответствии с батиметрической моделью распределения бентосных фораминифер [Sliter, Baker, 1972] они свидетельствуют о глубоководных (батыальных) условиях осадконакопления. Эта ассоциация обладает некоторым сходством с комплексом бентосных фораминифер из эоценовых отложений южной части Атлантического океана.

Однако в ней отсутствуют или лишь изредка встречаются многие виды (*Chrysalogonium tenuicostatum*, *Nuttallides truempyi*, *Nonion havanense*, *Alabamina dissonata*, *Pullenia eosенica*, *Heterolepa eosаena*, *Gavelinella micra*, *Bulimina semicostata*), относящиеся к типичным элементам эоценовой микрофауны.

Неоген

Неоген на юге Китового хребта (скв. 525–529), как и в его северных районах (скв. 362, 363, 530, 532), представлен преимущественно карбонатными осадками. Исключение составляют неогеновые отложения у подножия хребта в Ангольской котловине (скв. 530), где развиты главным образом различные бескарбонатные илы турбидитного происхождения, в верхней половине разреза – с примесью карбонатного биогенного материала. На севере Китового хребта в верхних слоях неогена иногда в значительном количестве отмечаются остатки кремневых организмов.

С отложениями палеогена неогеновые осадки повсеместно связаны постепенным переходом. Стратиграфическое несогласие, охватывающее верхнюю часть нижнего олигоцена (зона *Globigerina ampliapertura*), верхний олигоцен и нижний миоцен, фиксируется лишь в скв. 527.

Неогеновые отложения характеризуются богатой фауной планктонных фораминифер, подчас неравномерно распространенной по разрезу. В верхних горизонтах к ним добавляются радиолярии и диатомеи.

Неоген во всех скважинах начинается отложениями нижнего миоцена. Исключением является скв. 527, где нижнемиоценовые осадки уничтожены эрозией и в основном разреза располагаются отложения среднего миоцена.

На своде и склонах хребта нижний миоцен сложен наннопланктонными и наннофораминиферовыми илами и писчим мелом. У подножия хребта в Ангольской котловине (скв. 530) нижнемиоценовые отложения представлены переслаивающимися зелеными и красными глинистыми илами с прослоями алевритов турбидитного происхождения, вулканического пепла и реже наннофораминиферовых илов. Минимальная мощность нижнего миоцена (около 40 м) отмечена в скв. 526 на юге хребта, максимальная (около 200 м) – в его северной части, в скв. 362. В остальных скважинах она имеет промежуточные значения.

Планктонные фораминиферы в южных районах хребта не отличаются значительным видовым разнообразием, однако содержат тропические формы, в том числе и индекс-виды, которые позволяют провести расчленение осадков на зональной основе. Здесь установлена последовательность зон тропической–субтропической шкалы Г. Болли [Bolli, 1957с, 1966].

Зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri* (скв. 525, 526, 528, 529), в состав которой, возможно, входит позднеолигоценовая зона *Globorotalia kugleri* s.str. Вместе с индекс-видами здесь присутствуют *Globigerina venezuelana*, *G. ouachitaensis*, *G. angulisurens*, *G. tripartita*, *Globoquadrina praedehiscens*.

Зона *Globigerinita dissimilis* (скв. 525, 526, 528, 529), где наряду с индекс-видом встречаются *Globigerina angustiumbolicata*, *G. woodi*, *G. venezuelana*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscentis*, *G. praedehiscens*.

Зона *Globigerinita stainforthi* (скв. 525, 526), выделенная по присутствию *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina woodi*, *Globoquadrina dehiscentis*, *Globorotalia pseudocontinua*. Индекс-вид не встречен. В скв. 529 эта зона, возможно, входит в состав нерасчлененного интервала зон *Globigerinita dissimilis* – *Globigerinita stainforthi*, содержащего *Globigerinita dissimilis*, *Globoquadrina dehiscentis*, *Globigerina woodi*.

Зона *Globigerinatella insueta*, в отсутствие индекс-вида установленная только в скв. 526, где она характеризуется *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscentis*, *Globigerinita stainforthi* и *Globorotalia mayeri*. В скв. 525 выше зоны *Globigerinita stainforthi* залегают осадки мощностью 4,5 м, в которых встречены *Globigerina woodi*, *Globigeri-*

noides trilobus и Globorotalia peripheroronda. По комплексу этих видов они отнесены к стратиграфическому интервалу, охватывающему часть зоны Globigerinita stainforthi, зону Globigerinatella insueta и низы зоны Praeorbulina glomerosa.

Зона Praeorbulina glomerosa, определенная в скв. 525, 526 на своде хребта. Здесь развиты индекс-вид, Globigerina woodi, Globigerinoides bisphaerica, Globorotalia peripheroronda, Praeorbulina transitoria.

Известковый наннопланктон в отложениях нижнего миоцена отличается разнообразием и хорошей сохранностью. В большинстве скважин в южной части хребта прослежены все раннемиоценовые зоны шкалы Е. Мартини [Martini, 1971] — Triquetrorhabdulus carinatus, Discoaster druggi, Sphenolithus belemnoides, Helicopontosphaera amplipecta.

Границы между установленными по фораминиферам и наннопланктону зонами в связи с эпизодическим отбором кернa проведены условно и обычно проходят в пределах 4,5–9,5-метровых неопробованных интервалов.

В северной части хребта разнообразная ассоциация планктонных фораминифер раннего миоцена, по заключению Г. Дженкинса [Jenkins, 1978] и М. Тумаркина [Toumarkine, 1978], обладает значительным сходством с фауной фораминифер, описанной из одновозрастных отложений Новой Зеландии и Юго-Восточной Австралии [Jenkins, 1960, 1966a, 1967, 1971]. Она характеризуется наличием холодноводных австралийских, иногда эндемичных видов высоких широт южного полушария, совместно с которыми присутствуют тепловодные тропические—субтропические формы. Число последних на разных стратиграфических уровнях варьирует.

Комплекс планктонных фораминифер насчитывает около 35 видов. Наиболее часто и практически по всему разрезу нижнего миоцена присутствуют Globigerina woodi, G. quinqueloba, G. juvenilis, Globigerinita dissimilis, G. glutinata, Globoquadra dehiscens, G. altispira, Globorotalia semivera, G. mayeri, Globigerinoides trilobus. Реже встречаются Globigerinoides primordius, Globorotalia nana, G. kugleri, G. pseudocontinosa, G. peripheroronda, G. praescitula, G. siakensis, G. miozea, Sphaeroidinellopsis seminulina, Cassigerinella chilensis. В отдельных образцах обнаружены Praeorbulina glomerosa curva, Globigerinatella insueta, Globoquadra praedeheiscens, Globigerinoides mitra, G. altiapertura, Globorotalia obesa, Hastigerinella bermudezi.

Смешанный и разнообразный состав фауны позволяет провести расчленение осадков раннего миоцена на основе как новозеландской, так и тропической—субтропической зональной схемы. В скв. 362, где состав фораминифер и их распространение в разрезе детально изучены Г. Дженкинсом [Jenkins, 1978], выделены снизу вверх зоны Globigerina woodi, Globigerinoides trilobus trilobus, Praeorbulina glomerosa curva новозеландской шкалы. Хотя в этой скважине известны не все зоны тропической—субтропической схемы и границы между ними проводятся не всегда уверенно, применение ее для расчленения осадков нижнего миоцена вполне допустимо. Здесь выделены нерасчлененные интервалы раннемиоценовой зоны Globigerinoides primordius — Globorotalia kugleri и позднеолигоценовой зоны Globorotalia kugleri s.str., зон Globigerinita dissimilis и Globigerinita stainforthi, а также зон Globigerinatella insueta и Praeorbulina glomerosa curva.

Граница олигоцена и миоцена проходит внутри зоны Globigerina woodi шкалы Г. Дженкинса или в основании зоны Globigerinoides primordius — Globorotalia kugleri (выше зоны Globorotalia kugleri s. str.).

В скв. 363 обедненный состав планктонных фораминифер в нижнемиоценовых отложениях допускает определение возраста только в рамках подотдела. В подошве разреза установлена зона Globigerinoides primordius [Toumarkine, 1978].

Осадки среднего миоцена по литологическому составу практически не отличаются от нижнемиоценовых. Основным литологическим типом являются чисто карбонатные наннопланктонные и фораминиферо-наннопланктонные илы и пичий мел. Эти осадки широко распространены на склоне и в сводовой части хребта (скв. 525, 526, 528, 529, 362). У северного подножия хребта в Ангольской котлови-

не к среднему миоцену относятся циклично переслаивающиеся мергелистые нано-планктонные илы и наннопланктонные глины с содержанием карбоната кальция от 20 до 95% (скв. 527) либб тонкослоистые турбидиты, пелагические глины и вулканогенно-палагонитовые алевроиты (скв. 530).

Наибольшую мощность отложения среднего миоцена имеют на своде хребта. В его северных районах (скв. 362) она достигает 140 м, на юге (скв. 525 и 526) составляет соответственно 70 и 35 м. Накопление относительно мощной толщи осадков обусловлено высокой продуктивностью карбонатного микропланктона. Такую же повышенную мощность (около 70 м) среднемиоценовые отложения имеют у северного подножия хребта (скв. 530) за счет сочетания пелагической и турбидитной аккумуляции. В основании склона на юге хребта (скв. 527–529) отложения среднего миоцена затронуты эрозией и их мощность не превышает первых десятков метров.

Продолжительность перерыва в осадконакоплении по разрезам этих скважин различна.

В скв. 527 у подножия хребта он охватывает часть нижнего олигоцена, верхний олигоцен, нижний миоцен и большую часть среднего миоцена. Выше по склону, в скв. 528, отложения среднего миоцена неизвестны. Возможно, они присутствуют внутри более чем 100-метрового неопробованного интервала между нижнемиоценовыми и плейстоценовыми осадками. В соседней скв. 528А средний миоцен (нанопланктонная зона *Discoaster kugleri*) залегает на верхнеолигоценых отложениях (нанопланктонная зона *Sphenolithus ciperoensis*). В скв. 329 стратиграфический перерыв проходит внутри среднемиоценовых отложений, согласно перекрывающих нижний миоцен. Продолжительность его невелика и соответствует нанопланктонной зоне *Discoaster kugleri*.

Планктонные фораминиферы среднего миоцена характеризуются несколько обедненным видовым составом и нередко плохой сохранностью, обусловленной повышением уровня карбонатной компенсации и усилением процессов растворения. На юге хребта их ассоциация включает *Globorotalia peripheroronda*, *G. siakensis*, *G. continuosa*, *G. fohsi fohsi*, *G. fohsi lobata*, *G. miozea*, *G. praemenardii*, *G. scitula*, *Orbulina suturalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Sph. disjuncta*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praeorbulina glomerata*, *P. transitoria*, *Globigerina druryi* и др.

Наиболее полно эта ассоциация развита в среднемиоценовых отложениях на своде хребта (скв. 525), где различаются следующие подразделения:

зона *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* с индекс-видами в сочетании с *Globigerinoides bisphaerica*, *Praeorbulina transitoria*, *P. glomerata*;

нерасчлненный интервал зон *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* и *Globorotalia peripheroacuta* по присутствию *Globorotalia praemenardii*, *Praeorbulina transitoria*, *P. glomerata*;

зона *Globorotalia praefohsi* не встречена. Возможно, ее осадки заключены в неопробованном 4-метровом интервале;

зона *Globorotalia fohsi lobata* установлена по присутствию индекс-вида совместно с *Globorotalia siakensis*, *G. fohsi robusta*;

нерасчлненный интервал зон *Globorotalia fohsi lobata* и *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, характеризующийся *Globorotalia siakensis*, *G. fohsi robusta*, *G. miozea*, *Orbulina universa*;

зона *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* установлена по присутствию индекс-видов, сопровождаемых *Globorotalia continuosa*, *G. conoidea*, *G. miozea*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Orbulina universa*.

Разнообразная ассоциация известкового нанопланктона в скв. 525 свидетельствует о присутствии в разрезе среднемиоценовых отложений всех нанопланктонных зон тропической—субтропической стратиграфической шкалы, хотя границы между ними не всегда проведены с высокой точностью.

В остальных скважинах на своде хребта детальность расчленения среднего миоцена по планктонным фораминиферам значительно ниже.

На севере хребта ассоциация планктонных фораминифер в среднемиоценовых осадках насчитывает более 30 видов. Наряду с таксонами широкого стратиграфического распространения она включает виды, которые появляются в среднем миоцене, либо исчезают в среднем миоцене, либо ограничены этим стратиграфическим интервалом. Впервые появляются на разных уровнях среднего миоцена и продолжают встречаться в более молодых отложениях *Globorotalia miotumida*, *G. scitula*, *G. miozea conoidea*, *Globigerina nepenthes*, *G. decoraperta*, *Globigerinella siphonifera*, *Orbulina suturalis*, *O. univversa*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Sph. subdehiscens*. Виды *Globigerina woodi*, *Globorotalia peripheroronda*, *G. siakensis*, *G. continua*, *G. minutissima*, *Praeorbulina* spp., переходящие из подстилающих осадков, заканчивают свое существование в среднем миоцене. Средним миоценом ограничено стратиграфическое распространение группы *Globorotalia foehsi*, а также *G. praemenardii* и *G. mayeri*.

Характерной особенностью планктонных фораминифер в среднемиоценовых отложениях северной части Китового хребта, как и в нижнем миоцене, является ее умеренно субтропический облик, наличие холодноводных элементов. Как отмечает Г.Дженкинс [Jenkins, 1978], ее холодноводность проявляется в низкой численности, слабом развитии тепловодных видов группы *Globorotalia foehsi* и преобладании среди килеватых глобороталий относительно холодноводной *Globorotalia miozea*.

Для расчленения среднемиоценовых отложений северных районов Китового хребта применима как новозеландская зональная шкала, так и (с некоторыми ограничениями) тропическая—субтропическая схема. Здесь выделяются зоны *Orbulina suturalis*, *Globorotalia mayeri* и нижняя часть зоны *Globorotalia miotumida* новозеландской шкалы. Использование тропической—субтропической схемы позволяет различать: 1) нерасчлененный интервал зон *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* и *Globorotalia peripheroacuta*; 2) зону *Globorotalia praefoehsi*; 3) нерасчлененный интервал зон *Globorotalia foehsi* и *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*; 4) зону *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis*.

В скв. 530, пробуренной на глубине 4629 м у подножия хребта в Ангольской впадине, планктонные фораминиферы в среднемиоценовых отложениях имеют плохую сохранность и представлены только двумя видами — *Globorotalia miozea* s.l. и *G. mayeri*. Они определяют возраст их только в рамках подотдела.

Осадки среднего миоцена на своде северной части хребта (скв. 362) характеризуются разнообразной ассоциацией наннопланктона. Она насчитывает около 40 видов и содержит все зональные виды среднего миоцена, что позволяет применить зональную тропическую—субтропическую шкалу [Proto Decima et al., 1978]. Полная последовательность наннопланктонных зон, границы между которыми проведены с большой точностью, свидетельствует о непрерывности осадконакопления на протяжении среднего миоцена. Присутствие в нижней половине разреза в большом количестве сфенолитов и дискоастеров служит показателем относительно тепловодных условий. Выше по разрезу роль этих групп наннопланктона значительно понижается, что является отражением похолодания во второй половине среднего миоцена.

Отложения верхнего миоцена широко распространены на своде и склонах Китового хребта (скв. 525, 526, 528, 532, 362) и у его северного подножия в Ангольской впадине (скв. 527, 530). На склоне и своде южной оконечности хребта они представлены довольно монотонными серыми фораминиферово-наннопланктонными илами. В его северной части верхний миоцен сложен более разнообразными осадками. В скв. 362 верхний миоцен начинается наннопланктонным писчим мелом, местами мергелистым или фораминиферовым. Выше по разрезу он сменяется наннопланктонными илами, в отдельных прослоях обогащенными диатомеями. В скв. 532 верхнемиоценовые отложения представлены монотонным наннопланктонным мергелем. У подножия хребта (скв. 527, 530) преобладают циклично переслаивающиеся коричневые и зеленовато-серые мергелистые наннопланктонные илы и известковистые наннопланктонные глины, образовавшиеся в результате чередования периодов пелагического биоогенного и турбидитного осадконакопления.

Повсеместно отложения верхнего миоцена согласно перекрывают среднемиоценовые осадки. Максимальную мощность они имеют на своде хребта, где она колеблется от 30–70 м на юге до 300 м на севере. У подножия хребта максимальная мощность (около 80 м) отложений верхнего миоцена свойственна северным районам (скв. 362); на юге (скв. 527) верхняя часть осадков этого возраста уничтожена эрозией, здесь их мощность составляет всего несколько метров.

Карбонатные осадки верхнего миоцена характеризуются разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер и наннопланктона.

На юге хребта в комплексе фораминифер обычны *Globorotalia miozea*, *G. acostaensis*, *G. conoidea*, *G. margaritae*, *G. cibaoensis*, *G. conomiozea*, *G. cf. plesiotumida*, *G. menardii*, *G. continua*, *G. cultrata*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Orbulina unevrsa*, *Globigerinoides obliquus*.

На основании распространения видов планктонных фораминифер в верхнемиоценовых отложениях южных районов хребта (скв. 525, 526, 528) установлены все зоны тропической–субтропической шкалы: *Globorotalia continua*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia tumida*. Иногда индекс-виды отсутствуют, но зоны распознаются по общему комплексу фораминифер.

Наннопланктон позволяет провести зональное расчленение осадков по шкале Е. Мартини [Martini, 1971] и также свидетельствует о непрерывности осадконакопления на южном окончании хребта в позднемиоценовое время.

В северной сводовой части хребта (скв. 362) ассоциация планктонных фораминифер отмечена значительно большим видовым разнообразием по сравнению с микрофауной из его южных районов. Она насчитывает 32 вида, из которых примерно треть имеет широкое стратиграфическое распространение. Наиболее часто среди них встречаются *Globigerina bulloides*, *G. bradyi*, *G. quinqueloba*, *G. decoraperta*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina altispira*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia scitula*, *G. miozea*, *Orbulina univrsa*. Они сопровождаются видами с более узким стратиграфическим диапазоном – *Globorotalia tumida*, *G. menardii*, *G. miotumida*, *G. conomiozea*, *G. conoidea*, *G. acostaensis*, *Globigerina nepenthes*, *Globigerinoides obliquus*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Pulleniatina primalis*. Ряд видов, впервые появляясь в кровле верхнего миоцена, переходит в плиоцен-плейстоценовые осадки (*Globigerina pachyderma*, *Globorotalia humerosa*, *G. margaritae*, *G. crassaformis*, *G. punctulata*, *G. multicaemata*, *Globigerinoides sacculifer*).

Хотя скв. 362 в настоящее время находится в пределах тропической области, фауна фораминифер в позднем миоцене имела субтропический характер. Это проявилось в немногочисленности некоторых видов, типичных для тропической области, а также в доминировании среди килеватых глобороталиид группы *Globorotalia miozea* – *G. conomiozea*. Ассоциация фораминифер по составу близка к таковой из разновозрастных отложений Новой Зеландии и верхнемиоценовые отложения Китового хребта расчленены на основе новозеландской стратиграфической шкалы [Jenkins, 1971]. Здесь определены зоны *Globorotalia miotumida*, *Globorotalia conomiozea* и нижняя часть зоны *Globorotalia punctulata*. Вместе с тем для подразделения осадков применима также схема Г. Болли [Boll, 1957c, 1966], в соответствии с которой установлены зоны *Globorotalia continua*, *Globorotalia acostaensis*, *Neogloboquadrina dutertrei*. Соседняя скв. 532 не вышла за пределы верхнего миоцена. Отложения этого интервала представлены наннопланктонными мергелями с незначительной примесью диатомей и радиолярий; видимая мощность достигает 60 м. Комплекс планктонных фораминифер несколько обедненный. Однако присутствие целого ряда руководящих видов (*Globorotalia miotumida*, *G. conoidea*, *G. conomiozea*, *G. margaritae*, *G. punctulata*, *G. crassaformis*, *G. pseudomiocena*, *G. acostaensis*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. sacculifer*, *Globigerina nepenthes*, *Pulleniatina primalis*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*) показывает, что осадки отвечают зоне *Globorotalia conomiozea* и нижней части зоны *Globorotalia punctulata* новозеландской зональной шкалы. Аналогичным образом они могут быть отнесены к зонам *Globorotalia plesiotumida*

и *Globorotalia tumida* тропической—субтропической зональной схемы. Наннопланктон также датирует отложения поздним миоценом (зоны *Discoaster quinquegamus* и *Ceratolithus tricorniculatus*).

Как уже отмечалось, у подножия Китового хребта в Ангольской котловине (скв. 530) в составе верхнемиоценовых отложений преобладают переслаивающиеся наннопланктонные мергели и илы с прослоями грубообломочного материала оползневой происхождения и турбидитов. Мощность около 100 м. Комплекс планктонных фораминифер здесь весьма обедненный. По всему разрезу встречаются редкие *Globorotalia miozea*, *G. menardii*, *G. acostaensis*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Neoglobobadrina dutertrei*, в кровле появляются *Globorotalia margaritae*, *G. punctulata*, *G. crassaformis*. На основании этой ассоциации отложения коррелируются с интервалом зон *Globorotalia miotumida* (верхняя часть), *Globorotalia conomiozea* и *Globorotalia punctulata* (нижняя часть) новозеландской схемы и с зонами *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida* тропической—субтропической шкалы. Границы между зонами из-за обедненного состава фораминифер не установлены.

Ассоциация наннопланктона в осадках верхнего миоцена скв. 530 достаточно разнообразна. Изучение его приводит к тем же стратиграфическим выводам — зоны *Discoaster calcaris*, *Discoaster quinquegamus* и *Ceratolithus tricorniculatus* определяют весь объем верхнего миоцена.

Интересно отметить, что доля дискоастров в ассоциациях наннопланктона из нижней половины верхнемиоценовых осадков (тортонский ярус) несколько увеличивается по сравнению с наннопланктоном среднего миоцена. Вероятно, это отражает потепление тортонского времени. В результате хорошо распознаются все зоны тропической—субтропической шкалы [Вукры, 1978; Proto Decima et al., 1978].

Бентосные фораминиферы в миоценовых отложениях хребта присутствуют практически по всему разрезу, хотя их видовое разнообразие и обилие меняются в зависимости от условий обитания и захоронения.

На юге хребта их наиболее разнообразная ассоциация встречена в скв. 525, где в ее составе развиты многие виды (*Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Oridorsalis umbonifera*, *Nuttallides umbonifera*, *Bradynella subglobosa*), известные и в более древних осадках. В нижней части миоценовых отложений среди бентосных фораминифер доминируют *Planulina renzi*, *Bradynella subglobosa*, *Uvigerina* ex gr. *peregrina*; часто встречаются также *Vulvulina haeringensis*, *Martinottiella* sp., *Melonis pompilioides*, *Bulimina aculeata*, *Uvigerina auberiana*, *U. spinulosa*, *Stilostomella abyssorum*. Выше по разрезу (интервал фораминиферовых зон *Globorotalia merotumida* и *Globorotalia plesiotumida*) преобладающими становятся *Purgo* sp., *Spirillina* spp., *Sigmoilina schlumbergeri* и др. В кровле миоцена резко преобладают раковины *Uvigerina hispida*. Аналогичное доминирование видов *Uvigerina* было отмечено Э. Винсент с соавторами [Vincent et al., 1980] в кровле миоценовых отложений Индийского океана.

Столь же разнообразны бентосные фораминиферы в миоценовых отложениях скв. 526, которая пробурена на своде южной части хребта. Типичными здесь видами являются *Gyroidina girardana*, *Nonion umbonatus*, *Angulogerina* cf. *angulosa*, *Uvigerina auberiana*, *U. spinulosa*, *Bradynella subglobosa*, *Cassidulina crassa*, *Stilostomella abyssorum*, а также различные нодозарииды, цибицидииды, боливиниды, лентикулиниды, плеуростомеллиды.

В более глубоководных скв. 527—529 бентосные фораминиферы имеют обедненный состав и низкую численность.

В северных районах хребта комплекс бентосных фораминифер в миоценовых отложениях скв. 362 насчитывает около 60 видов, из которых наиболее часто и постоянно встречаются *Martinottiella communis*, *Textularia* sp., *Biloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nodosaria longiscata*, *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Cibicides* spp., *Anomalinoidea fasciatus*, *Oridorsalis umbonatus*, *Discopulvinulina bertheloti*, *Gyroidina prominula*, *Alabamina tenuimarginata*, *Laticarinina halophora*, *Brizalina* sp., *Angulogerina esuriens*, *Stilostomella basicarinata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Bradynella subglobosa* и др. [Cameron, 1978].

Их состав мало меняется по разрезу. Большинство видов встречается в современных осадках Мирового океана и обитает в пределах батиальной зоны.

Плиоценовые осадки на Китовом хребте вскрыты теми же скважинами, что и отложения миоцена, на которых они залегают, как правило, без стратиграфического несогласия. Перерыв отмечен лишь на склоне в южной части хребта (скв. 529), где он охватывает поздний миоцен и самые низы плиоцена.

Осадки плиоцена представлены аналогичными литологическими типами, что и подстилающие их миоценовые образования. На юге хребта преобладают карбонатные наннопланктонные или фораминиферо-наннопланктонные илы и пясчый мел. На своде северной части хребта плиоцен сложен наннопланктонными и мергелистыми наннопланктонными илами со значительной примесью диатомовых водорослей и высоким содержанием органического углерода (до 3–6%). У подножия хребта чередуются наннопланктонные илы и турбидитные глинисто-карбонатные отложения. Мощность плиоценовых осадков непостоянна. Максимальных значений она достигает у подножия и на своде северной части хребта, где составляет соответственно 85 и 155 м. В других районах она колеблется от 20 до 80 м.

Планктонные фораминиферы в плиоценовых отложениях на юге хребта имеют умеренно субтропический характер и представлены *Globorotalia puncticulata*, *G. miotumida conoidea*, *G. inflata*, *G. margaritae*, *G. crassaformis*, *G. conomiozea*, *G. triangula*, *G. tumida*, *G. tosaensis*, *G. multicamerata*, *Globigerina nepenthes*, *Globoquadrina altispira*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerinoides ruber*, *G. conglobatus*, *G. sacculifer*. Подобный состав планктонных фораминифер и наличие австралийских таксонов затрудняют использование тропической—субтропической шкалы для расчленения осадков плиоцена. Более применимой для этого района оказалась стратиграфическая схема У. Берггрена [Berggren, 1973, 1977].

В соответствии с данной шкалой в плиоцене здесь выделено шесть зон: *Globorotalia margaritae* — *Globigerina nepenthes* (с тремя подзонами: *Globorotalia cibaoensis*, *Globorotalia puncticulata* s.l., *Globorotalia crassaformis*), *Globorotalia margaritae* — *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globoquadrina altispira*, *Globoquadrina altispira* — *Globorotalia multicamerata*, *Globorotalia miocenica* — *Globorotalia exilis*, *Globigerinoides obliquus extremus*.

Первые две зоны по объему соответствуют зоне *Globorotalia margaritae* s.l. в понимании Г. Болли и И. Премоли-Сильва [Bolli, Premoli Silva, 1973] или средней части зоны *Globorotalia puncticulata* новозеландской биостратиграфической схемы; третья, четвертая и пятая отвечают зоне *Globorotalia miocenica* (верхи зоны *Globorotalia puncticulata* — нижняя часть зоны *Globorotalia inflata* новозеландской шкалы); шестая зона практически совпадает с зоной *Globorotalia tosaensis* (средняя часть зоны *Globorotalia inflata* по шкале Новой Зеландии).

Практически во всех скважинах южных районов хребта установлена вся последовательность этих зон. Исключением являются скв. 526 на своде хребта, в которой верхние три зоны выпадают из разреза в связи с перерывом, и скв. 529 на его южном склоне, где достоверно установлена только зона *Globorotalia margaritae* — *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*.

В северных районах хребта плиоценовые осадки содержат более разнообразный комплекс планктонных фораминифер. В составе его преобладают *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. apertura*, *G. falconensis*, *G. bradyi*, *Globorotalia puncticulata*, *G. margaritae*, *G. crassaformis*, *G. inflata*, *G. humerosa*, *G. acostaensis*, *G. menardii*, *G. scitula*, *G. miozea*, *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculifer*, *G. ruber*, *Globoquadrina altispira*, *Pulleniatina primalis*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Sph. subdehiscens*. Реже встречаются *Globigerina decoraperta*, *G. nepenthes*, *Globorotalia hirsuta*, *G. tosaensis*, *G. multicamerata*, *G. pseudomiocenica*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globigerinoides ruber*.

Как видно из приведенного списка, в составе этой ассоциации наряду с австралийскими видами присутствуют также и тепловодные формы (*Globigerinoides sacculifer*,

G. ruber, *Sphaeroidinella dehiscentis*). Для расчленения осадков применима новозеландская стратиграфическая схема. Зоны *Globorotalia puncticulata* (ранний плиоцен) и *Globorotalia inflata* (поздний плиоцен) установлены во всех трех скважинах, вскрывших плиоценовые отложения в северной части хребта. При этом границы зон в скв. 530 и 532, где планктонные фораминиферы имеют относительно низкое видовое разнообразие, проведены условно.

В скв. 362 на своде хребта комплекс планктонных фораминифер в плиоценовых осадках включает около 30 видов, распространение которых по разрезу было детально изучено Г. Дженкинсом [Jenkins, 1978]. Этот автор в качестве критерия при проведении границ плиоценовых зон использовал уровни обнаружения зональных видов. Подошва зоны *Globorotalia puncticulata* проведена по появлению в разрезе *G. puncticulata*, кровля — по первым находкам *G. inflata*. Верхняя граница плиоцена совпадает с уровнем эволюционного появления плейстоценового вида *G. truncatulinoides*.

Корреляция выделенных зон новозеландской шкалы с тропической—субтропической зональной схемой в разрезах плиоцена на севере Китового хребта в значительной мере условна, так как не всегда возможно точное проведение границ низкоширотных зон в связи с сокращенным стратиграфическим интервалом распространения в этом районе тепловодных форм. Наннопланктон в плиоценовых осадках хребта отличается относительно высоким видовым разнообразием, позволяющим определить все плиоценовые зоны шкалы Е. Мартини [Martini, 1971]. Однако в целом наннопланктон имеет умеренно субтропический характер, выражающийся в обеднении по сравнению с миоценовыми ассоциациями дискоастерами. Это свидетельствует о дальнейшем похолодании в плиоцене и усилении влияния на северную часть хребта холодного Бенгельского течения и процессов апвеллинга.

Бентосные фораминиферы представлены главным образом глубоководными секреторными формами, насчитывают около 50 видов и по составу практически не отличаются от встреченных в подстилающих миоценовых отложениях.

Четвертичные отложения

Разрез кайнозоя в пределах Китового хребта повсеместно венчается четвертичными отложениями, за исключением скв. 524, где он заканчивается отложениями нижнего эоцена, а все более молодые осадки уничтожены эрозией. В скв. 363 четвертичные осадки, скорее всего, входят в неопробованный 30-метровый интервал.

Повсюду плейстоцен представлен карбонатными осадками, на севере хребта с примесью терригенного и биогенного кремнистого материала. Мощность на южном окончании хребта обычно не превышает 10–15 м, в то время как в его северной части она колеблется от 75–100 м на своде до 120 м у подножия.

Ассоциация планктонных фораминифер в четвертичных отложениях на юге Китового хребта сравнительно разнообразна и состоит из *Globorotalia truncatulinoides*, *G. crassaformis*, *G. triangula*, *G. hirsuta*, *G. menardii*, *G. inflata*, *G. tumida*, *Globigerinoides ruber*, *G. elongata*, *G. sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata*. В северных районах хребта встречаются *Globigerina bulloides*, *G. bradyi*, *G. pachyderma*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *Globorotalia inflata*, *G. scitula*, *G. truncatulinoides*, *G. tumida*, *Neoglobobadrina dutertrei*, *Orbulina universa*. Этот комплекс, по мнению Г. Дженкинса [Jenkins, 1978], по своему составу отвечает современной переходной фауне фораминифер, описанной А. Бе и Толдерлуном [Be, Tolderlund, 1971] из поверхностных вод Атлантического и Тихого океанов.

Наннопланктон в отложениях плейстоцена насчитывает около 20 видов. В определенных положениях нижней границы плейстоценовых отложений (скв. 362) по планктонным фораминиферам и наннопланктону существуют значительные расхождения. По наннопланктону она проведена ниже, чем по фораминиферам. Такое несовпадение, возможно, связано с обеднением вблизи границы плиоцена и плейстоцена комплексов гех и других организмов, что в обоих случаях допускает лишь условное ее проведение.

Бентосные фораминиферы плейстоцена представлены современными глубоководными видами родов *Textularia*, *Biloculina*, *Sigmoidopsis*, *Rosalina*, *Gyroidina*, *Pullenia*, *Cibicides*, *Laticarinina*, *Bulimina*, *Eouvigerina*, *Loxostomum*, *Fursenkoina*, *Sphaeroidina*, *Cassidulina*.

Изложенные материалы по стратиграфии кайнозойских отложений Капской впадины и Китового хребта наглядно свидетельствуют об исключительно важном значении этого региона для решения общих проблем стратиграфии кайнозоя. Именно здесь наблюдается переход от высокоширотных комплексов планктонной фауны и флоры Фолклендского плато и Аргентинской впадины к умеренно субтропическим и субтропическим ассоциациям фораминифер, радиолярий, наннопланктона и диатомей Южной Атлантики. Влияние холодных высокоширотных водных масс в Капской впадине и на Китовом хребте ощущалось на протяжении всего кайнозоя, особенно усиливаясь в неогеновое время. Климатические флюктуации, естественно, приводили к миграции поясов с планктоном различного экологического облика. Все это создает чрезвычайно благоприятные возможности для сопоставления высокоширотной, умеренно субтропической (новозеландской) и тропической—субтропической зональных шкал, а также зональных схем по различным группам планктонных микроорганизмов. Главные контуры этой корреляции намечаются уже сейчас. Бурение новых скважин на юге Атлантики позволит осветить многие детали стратиграфической корреляции и палеоклиматологии.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Бурение в акватории Индийского океана проводилось главным образом в пределах тропической—субтропической области севернее 30° ю.ш. Лишь несколько скважин из 28-го рейса "Гломар Челленджера" на юго-востоке океана расположены к югу от 45° ю.ш. В данной работе нами рассматриваются кайнозойские отложения, вскрытые скважинами в 25, 26 и 27-м рейсах в наиболее южной части района исследований. Хотя все они находятся вблизи 30° ю.ш., т.е. в современной субтропической области, на существующих палеотектонических реконструкциях Индийского океана [Smith, Briden, 1980; Barron et al., 1981] эти районы в течение мезозоя и первой половины кайнозоя располагались значительно южнее их сегодняшнего положения. Большинство скважин, вскрывших кайнозойские отложения, пробурено в юго-западной части океана — вблизи Африканского континента и о-ва Мадагаскар и на его юго-восточной периферии — у западного побережья Австралии и между Австралийским и Антарктическим материками. Центральная зона высокоширотной области Индийского океана бурением не захвачена (см. рис. 2).

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В пределах юго-западной области Индийского океана кайнозойские отложения вскрыты в 25 и 26-м рейсах "Гломар Челленджера" [Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974]: скв. 248 и 250 в Мозамбикской впадине, скв. 249 на Мозамбикском хребте, скв. 246 на Мадагаскарском хребте, скв. 251 на стыке последнего и юго-западной ветви Индийского срединно-океанического хребта, скв. 245 в южной части Южно-Мадагаскарской впадины и скв. 252 во впадине Крозе (табл. 3; рис. 23).

Сводный разрез кайнозоя юго-западных районов Индийского океана, составленный по всем пробуренным скважинам, включает отложения нижнего и верхнего палеоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена, нижнего, среднего и верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода. В составе этих отложений выделяются два фациальных типа: 1) относительно мелководный, приуроченный к вершинам и склонам положительных морфологических структур (скв. 245, 249, 252) и представленный карбонатными

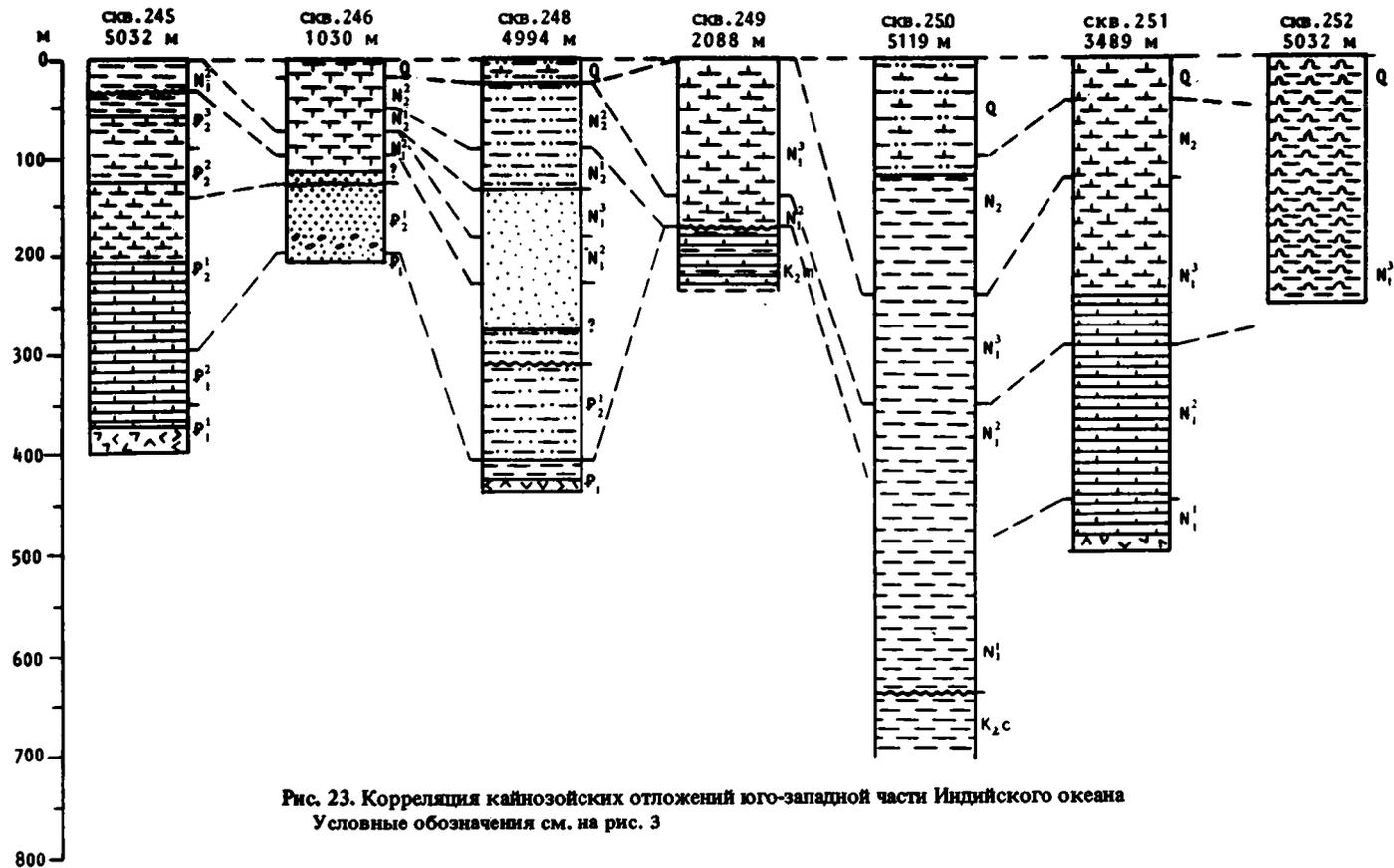


Рис. 23. Корреляция кайнозойских отложений юго-западной части Индийского океана
Условные обозначения см. на рис. 3

Т а б л и ц а 3

Положение скважин, вскрывших кайнозойские отложения
в юго-западной части Индийского океана

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Район
	ю.ш.	з.д.		
245	31° 32,02'	52° 18,11'	4857	Южно-Мадагаскарская впадина
246	33 27,21	45 09,60	1030	Мадагаскарский хребет
248	29 31,78	37 28,48	4994	Мозамбикская впадина
249	29 56,99	36 04,62	2088	Мозамбикский хребет
250	33 27,74	39 22,15	5119	Мозамбикская впадина
251	49 30,26	49 29,08	3489	Юго-западное ответвле- ние Индийского хребта
252	37 02,44	59 14,33	5032	Впадина Крозе

разностями осадков; 2) глубоководный, тяготеющий к центральным частям глубоководных котловин (скв. 248, 250, 252) и характеризующийся преобладанием различных глинистых осадков, в некоторых случаях со значительной примесью терригенного (пески и алевроиты) и биогенного (радиолярии) материала.

Палеоген

Большинство скважин на юго-западе Индийского океана не вышло из кайнозойских отложений. В двух из них, достигших верхнемеловых образований, кайнозойские осадки залегают на мезозое несогласно и со значительным стратиграфическим перерывом. На Мозамбикском плато (скв. 249) переслаивающиеся глины и наннопланктонный писчий мел маастрихтского возраста перекрыты чистым фораминиферово-наннопланктонным писчим мелом среднего эоцена. В центральной части Мозамбикской котловины (скв. 250) граница между верхнемеловыми (коньякскими) и кайнозойскими (предположительно нижнемиоценовыми) отложениями литологически не выражена и проходит внутри монотонной толщи глин.

Разрез кайнозоя в этом регионе начинается отложениями нижнего палеоцена. Достоверно установленные осадки этого возраста встречены в скв. 245 на южном окончании Южно-Мадагаскарской впадины. Они представлены относительно маломощной (около 30 м) толщей коричневатого до оливково-черного наннопланктонного писчего мела с высоким содержанием окислов железа и марганца [Schlich et al., 1974], которая в основании прорвана интрузией диабазов. Возраст последних, определенный K-Ar методом, $27,0 \pm 0,3$ млн лет [McKee, 1974].

Отложения отличаются хорошей палеонтологической характеристикой [Sigal, 1974]. Разнообразные планктонные фораминиферы включают *Globigerina edita*, *G. taurica*, *G. polycamera*, *G. triloculinoides*, *G. trivialis*, *G. subquadrata*, *Globoconusa daubjergensis*, *G. conusa*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. cf. varianta*, *G. compressa*, *G. cf. haunsbergensis*, *G. trinidadensis*, *G. cf. quadrata*, *Acarinina inconstans*, а также формы, близкие к *Acarinina spiralis*. Эта ассоциация позволяет датировать отложения данием [Simpson, Schlich et al., 1974]. Нижняя часть толщи (около 12 м) отвечает зонам *Globigerina eugubina*, *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidadensis*, т.е. низам датского яруса. Верхние слои относятся к позднему данию и соответствуют зоне *Acarinina uncinata* по шкале Г. Болли [Bolli, 1957a, 1966].

Выше согласно залегают толща чистого наннопланктонного писчего мела мощностью около 70 м, которая содержит собственно палеоценовую ассоциацию планктонных фораминифер. Наряду с некоторыми видами из подстилающих отложений здесь присутствуют *Globorotalia angulata*, *G. conicotruncata*, *G. cubanensis*. Далее встречаются

Globorotalia velascoensis, *G. ehrenbergi*, *G. pseudoscitula*, *G. traubi*, *G. salisburgensis*, *G. cf. perclara*, *Globigerina chascanona*, виды из группы *Globorotalia faragi* и формы, близкие к *Acarinina tadjikistanensis*. В верхней части толщи развиты *Globorotalia aequa*, *G. whitei*, *G. occlusa*, *G. velascoensis*, *G. pseudomenardii*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. aequiensis*.

Эти отложения отвечают стратиграфическому интервалу зон *Globorotalia angulata*, *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*. Последняя зона имеет мощность всего несколько первых метров, поскольку вид *Globorotalia pseudomenardii*, обычно не переходящий границу одноименной зоны и зоны *Globorotalia velascoensis*, встречен в самых верхних слоях палеоцена, в нескольких метрах ниже уровня появления видов из группы *Globorotalia subbotinae*, которые маркируют границу палеоцена и эоцена. Правда, теперь существуют данные о том, что *G. pseudomenardii* в ограниченном количестве экземпляров может переходить и в осадки зоны *Globorotalia velascoensis*.

Отложения палеоцена в скв. 245 характеризуются ассоциацией бентосных фораминифер, которая включает *Robulus velascoensis*, *Neoflabellina semireticulata*, *Bulimina arkadelphia midwayensis*, *Aragonia onezzanensis*, *Pullenia coryelli*, *Asterigerina cf. bronnimanni*, *Gyroïdina caucasica*, *Anomalina welleri laevis*. Выше границы зон *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pseudomenardii* появляются *Tappannina cf. selmensis* и *Bulimina thanetensis*, что имеет вспомогательное значение для расчленения палеоцена в скв. 245.

Разнообразный наннопланктон позволяет провести зональное расчленение отложений палеоцена. Здесь выделяется почти вся серия палеоценовых зон тропической—субтропической шкалы Е. Мартини [Martini, 1971], начиная с зоны *Chiasmolithus danicus* (датский ярус) и кончая зоной *Discoaster multiradiatus* (поздний палеоцен). Исключение составляет только зона *Ellipsolithus macellus*, индекс-вид которой в скв. 245 обнаружен только в более молодых отложениях в перетолженном состоянии [Müller, 1974].

К позднему палеоцену, возможно, относятся базальные слои кайнозойского разреза, вскрытые скв. 246 на своде Мадагаскарского хребта и представленные глауконитсодержащими карбонатными песками и вулканокластическими песками, обогащенными цеолитами; мощность — первые метры. Осадки содержат обильные остатки мелководных мшанок, морских ежей, двустворок, остракод и рыб, а также редкие мелкие раковины нуммулитид. Среди них определены *Nummulites cf. deserti*, *Discocyclina cf. sennesi*, *D. archiaci*, *Asterocyclina stella*. Подобная ассоциация характеризует трансгрессивные неритические отложения позднего палеоцена — раннего эоцена на о-ве Мадагаскар [Simpson, Schlich et al., 1974].

Отложения нижнего эоцена вскрыты скв. 245 на юге Мадагаскарской впадины, где они залегают в основании кайнозойского разреза, и скв. 246 на Мозамбикском хребте, где они согласно перекрывают верхний палеоцен. Нижний эоцен сложен желтовато-коричневым слабо литифицированным глинистым наннопланктонным писчим мелом с прослоями прочных кремней и окремненного наннопланктонного писчего мела. Мощность около 135 м.

Базальные слои эоцена в скв. 245 содержат разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, которая включает *Acarinina mckannai*, *A. soldadoensis*, *A. whitei*, *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *Globigerina velascoensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva* (зона *Globorotalia subbotinae* тропической—субтропической шкалы).

Выше среди планктонных фораминифер обычны *Acarinina convexa*, *A. esnaensis*, *A. soldadoensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. angulosa*, *Globorotalia aequa*, *G. dolabrata*, *G. marginodentata*, *G. subbotinae*, *G. wilcoxensis*, *G. pseudoscitula*, *G. traubi*, *G. perclara*, *Globigerina chascanona*, *Pseudogloboquadrina primitiva* (зона *Globorotalia formosa*).

В верхней половине нижнеэоценовых отложений планктонные фораминиферы также достаточно разнообразны и включают *Acarinina acarinata*, *A. angulosa*, *A. triplex*,

A. broedermanni, *Globorotalia aragonensis*, *G. caucasica*, *G. subbotinae*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. higginsi*, *G. senni*. Эта ассоциация характеризует интервал зон *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*. Границу между ними, вероятно, можно провести в верхней части керна 5 по появлению *Globorotalia caucasica*. Кровля зоны *Globorotalia palmerae* при отсутствии этой формы, а также индекса-вида среднеэоценовой зоны *Marthasterites aragonensis* проведена условно по исчезновению в разрезе *Globorotalia caucasica* (обр. 245A-7-2, 110–112 см).

Граница палеоцена и эоцена отмечена сменой состава бентосных фораминифер, ассоциация которых в нижнеэоценовых и базальных слоях среднеэоценовых отложений представлена *Nuttallides ex gr. truempyi*, *Alabamina spp.*, *Oridorsalis spp.*, *Aragonia cf. semiculata*. Последний вид в верхней части нижнего эоцена сменяется *A. capdevi-lensis*.

Разнообразный наннопланктон дает возможность установить все раннеэоценовые зоны шкалы Е. Мартини [Martini, 1971] — *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis* и низы зоны *Discoaster sublo-doensis* [Müller, 1974].

В скв. 246 на вершине Мадагаскарского хребта (глубина 1030 м) базальные слои нижнего эоцена сложены зеленоватыми глауконитсодержащими карбонатными песками и вулканогенными песками, обогащенными раковинным детритом и цеолитами, с прослоями вулканогенных песчаников, алевроитовых глин, известняков и вулканического пепла. В отдельных прослоях вулканогенных песчаников отмечается косая слоистость. Выше они сменяются ракушечными карбонатными песками с незначительной (0–10%) примесью глауконита. Мощность около 70 м.

Планктонные фораминиферы из нижней части разреза включают преимущественно *Acarinina acarinata*, *A. esnaensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia traubi*, *G. subbotinae*, *G. aequa*, *Globigerina cf. velascoensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva*. Эти отложения (кern 11) отнесены к зоне *Globorotalia subbotinae*.

Встреченная выше (кernы 6–10) преимущественно акарининовая ассоциация планктонных фораминифер (*Acarinina acarinata*, *A. broedermanni*, *A. intermedia*, *A. pseudotopilensis*, *A. salisburgensis*, *A. soldadoensis*, *A. angulosa*, *A. triplex*, *Globorotalia traubi*, *Globigerina cf. velascoensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva*) затрудняет их точную зональную привязку. Однако отсутствие здесь руководящих видов зоны *Globorotalia aragonensis* позволяет предполагать, что осадки могут быть помещены в зону *Globorotalia formosa*.

В кровле нижнеэоценовых отложений состав планктонных фораминифер меняется. Здесь встречены *Acarinina broedermanni*, *A. soldadoensis*, *A. angulosa*, *A. triplex*, *Globorotalia quetra*, *G. aragonensis*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. higginsi*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*. Эта ассоциация ограничивает возраст осадков зонами *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*.

Среди бентосных фораминифер доминируют мелководные виды родов *Valvulina*, *Astacolus*, *Hemicristellaria*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Discorbis*, *Cibicides*, *Eponides*, *Gyrodina*.

К нижнему эоцену условно отнесена толща зеленовато-серых слоистых вулканокластических алевроитовых глин мощностью около 100 м (кernы 10–14), вскрытых скв. 248 на севере Мозамбикской впадины. Накопление этих отложений происходило ниже уровня карбонатной компенсации, и поэтому они практически лишены карбонатного планктона. В нижних слоях толщи (кern 14) встречен скудный наннопланктон (*Cyclococcolithus formosus* и *Discoaster sp.*), указывающий на эоценовый возраст. Выше, в керне 13, ассоциация наннопланктона становится богаче и включает *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis*, *D. binodosus*, *D. kuepperi*, *Chiasmolithus grandis*, *Cyclococcolithus formosus* [Müller, 1974]. Совместное присутствие *Discoaster lodoensis* и *Marthasterites tribrachiatus* датирует отложения ранним эоценом (зона *Marthasterites tribrachiatus*).

Фораминиферы представлены здесь исключительно бентосными агглютинированными

ми видами родов *Ammodiscus*, *Naplophragmoides*, *Spiroplectammina*, *Dorothia*, *Trochammina*, которые свидетельствуют о глубоководных (нижнебатиальных) условиях осадконакопления. Отложения нижнего эоцена в скв. 248 с перерывом перекрыты осадками миоцена.

Средний эоцен в пределах юго-западной области Индийского океана установлен только на юге Мадагаскарской впадины (скв. 245), где он согласно залегает на осадках нижнего эоцена. Граница нижнего и среднего эоцена отмечена сменой литологического состава отложений. Нижняя часть среднего эоцена сложена бледно-оранжевыми и розовыми глинистыми наннопланктонными илами. Выше они сменяются пачкой переслаивания коричневых глин, известковистых глин и чистых наннопланктонных илов. Мощность около 70 м.

Среди планктонных фораминифер наиболее часто встречаются *Globorotalia spinulosa*, *Globigerina boweri*, *G. pseudoeocaena*, *G. senni*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerinita* sp., *Acarinina bullbrookii*. Эта ассоциация датирует осадки низами среднего эоцена.

Известковый наннопланктон в этих отложениях сравнительно разнообразен и характеризуется большим стратиграфическим разрешением. Здесь установлены все среднеэоценовые зоны тропической-субтропической схемы — *Discoaster subloidoensis*, *Nannotetrina alata*, *Discoaster tani nodifer* и *Discoaster saipanensis* [Müller, 1974].

Бентосные фораминиферы представлены видами *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Naplophragmoides*, *Spiroplectammina*, *Gaudryina*, *Siphonodosaria*, *Aragonia*, *Pullenia*, *Pleurostomella*, *Nodosarella*, *Cassidulina*, *Gyroidina*, *Cibicides*, *Eponides*, *Oridorsalis*, *Nuttallides*. Ассоциация имеет смешанный состав, свидетельствующий о переотложении видов — обитателей шельфа на батиальные глубины.

Отложения среднего эоцена, вероятно, согласно перекрыты верхнеэоценовыми осадками, которые вскрыты скв. 245 в южной части Мадагаскарской впадины. Как и подстилающие слои, это коричневые алевритистые глины с редкими прожилками и микроконкрециями окислов железа и марганца, переслаивающиеся с наннопланктонными илами. Мощность около 50 м. Позднеэоценовый возраст отложений (практически при полном отсутствии планктонных фораминифер) определен на основании наннопланктона — *Reticulofenestra umbilica*, *Cyclococcolithus formosus*, *Isthmolithus recurvus*, *Discoaster tani nodifer*, *D. barbadiensis*, *Dictiococcolites dictiodus* (зона *Isthmolithus recurvus*). Зона *Chiasmolithus oamaruensis* (базальная часть верхнего эоцена) в скв. 245 не установлена. Ее отсутствие обусловлено, скорее всего, пропуском при отборе кернa. Вероятно, по этой же причине в разрезе не обнаружена и зона *Sphenolithus pseudoradians*, заканчивающая разрез эоцена в тропической-субтропической шкале [Martini, 1971].

Монографическая обработка планктонных и бентосных фораминифер из палеоэоценовых и эоценовых отложений скв. 245 и 246 вполне подтвердила первоначальные данные [Pujol, Sigal, 1979; Caralp, Sigal, 1979]. Для расчленения осадков этого возраста тропическая-субтропическая шкала применима, но отсутствие некоторых видов сказывается на микропалеонтологической характеристике зон и детальности подразделения. В отложениях датского яруса отсутствует *Globorotalia trinidadensis* и устанавливаются лишь нерасчлененные зоны *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidadensis*. Выше располагаются осадки с многочисленными акарининами, соответствующие зоне *Acarinina uncinata*, но типичные экземпляры индекс-вида не встречены. Зона *Globorotalia angulata* устанавливается в широком понимании, ибо вид *G. pusilla* отсутствует.

Зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis* (верхний палеоэоцен), а также зона *Globorotalia subbotinae* (нижний эоцен) прослеживаются хорошо, но среди фораминифер много акаринин, что является отражением влияния высокощелочных вод.

Выше располагается местная зона *Globorotalia lensiformis*, которая является точным аналогом зоны *Globorotalia formosa*, но здесь этот тропический индекс-вид не обнару-

жен. Завершается нижний эоцен зонами *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia crater*, где по-прежнему роль акаринии весьма велика. По нашему мнению, под названием *G. crater* Finlay, 1939 понимается *G. caucasica* Glaessner, 1937, обычная в Крымско-Кавказской области для отложений зоны *Globorotalia aragonensis* s.l. (нижний эоцен) и переходящая в зону *Acarinina bullbrooki* (средний эоцен). В скв. 245 зона *Globorotalia crater* сопоставляется К. Пужолом и Ж. Сигалем с самой верхней частью нижнего эоцена — зоной *Acarinina pentacamerata*. Вероятно, в действительности зона *Globorotalia crater* захватывает и низы среднеэоценовой зоны *Acarinina bullbrooki*, поскольку вид *Globorotalia caucasica* ассоциирует здесь с *Acarinina bullbrooki* и *Globigerina boweri*. В пользу подобного предположения свидетельствует и наннопланктон, определяющий зону *Discoaster sublodoensis* (базальные слои среднего эоцена).

Средний эоцен в скв. 245 К. Пужоль и Ж. Сигаль начинают зоной *Neogloboquadrina primitiva*, сопоставляя ее с зоной *Hantkenina aragonensis* тропической шкалы. Они подчеркивают, что индекс-вид последней здесь отсутствует. Подобная корреляция не совсем точна. Нам кажется, что осадки зоны *Neogloboquadrina primitiva* соответствуют более высоким слоям среднего эоцена — верхней части зоны *Acarinina bullbrooki* Крымско-Кавказской шкалы (или зоне *Globigerapsis kugleri* тропической схемы).

Отложениями верхнего эоцена заканчивается разрез палеогена в юго-западной части Индийского океана. В скв. 245 на них с размывом залегают среднемиоценовые осадки. Перерыв в этом районе, как уже отмечалось, в разных скважинах охватывает различный интервал. Наименьшую продолжительность (олигоцен — ранний миоцен) он имеет в Мадагаскарской впадине (скв. 245), наибольшую (сантон — олигоцен) — в Мозамбикской впадине (скв. 250).

Как видно из приведенных материалов, палеоэоценовые и эоценовые отложения в юго-западной части Индийского океана достаточно хорошо охарактеризованы планктонными фораминиферами и известковым наннопланктоном, которые позволяют проводить расчленение осадков с помощью соответствующих тропических—субтропических зональных шкал.

Стратиграфическая разрешаемость этих групп уменьшается вверх по разрезу, что свидетельствует о постепенном похолодании в высоких широтах южного полушария, а главное — об увеличении глубин осадконакопления и, как следствие, усилении интенсивности процессов растворения карбоната кальция на дне.

Неоген

Неогеновые отложения широко развиты в юго-западной области Индийского океана и встречены во всех пробуренных скважинах. Сведения о нижнем миоцене весьма ограничены (скв. 250 и 251). Гораздо обширнее данные о среднем—верхнем миоцене и плиоцене. Повсеместно неоген располагается несогласно на породах более древнего возраста.

В скв. 250 разрез начинается осадками нижнего миоцена, которые с перерывом залегают на глинах позднемиоценового (коньякского) возраста. К нижнему миоцену относятся однообразные глубоководные глины коричневого цвета с примесью алевроитового материала. Их мощность неизвестна в связи с исключительно плохой палеонтологической характеристикой и составляет, по всей вероятности, не менее 50 м.

Верхняя граница нижнемиоценовых отложений условно проведена внутри керна 10, выше которого в осадках отсутствуют какие-либо органические остатки, позволяющие определить их возраст.

Нижняя часть отложений содержит обедненный комплекс планктонных фораминифер, представленный типичными раннемиоценовыми видами — *Globorotalia kugleri*, *G. peripheroronda*, *Globigerinita dissimilis*, а также переотложенными эоценовыми и олигоценными формами. В этих же отложениях встречен необычный комплекс бентосных фораминифер, состоящий из *Rotalia cubensis*, *Reussella spinulosa*, *Bolivina tortuosa*, *Elphidium crispum*, *Nodobacularella cassis*, *Sphaeroidina bulloides*, *Quinquelo-*

culina bradyana и других мелководных видов. В настоящее время они обитают в субтропической и даже тропической областях. Возможно, их нахождение здесь является результатом контаминации сверху, однако отсутствие в этом комплексе современных планктонных видов не исключает их переотложения с мелководья в раннемиоценовое время [Boltovskoy, 1974].

Известковый наннопланктон характеризуется несколько большим видовым разнообразием. Наиболее часто встречаются *Dictyococcolites abisectus*, *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Cyclococcolithina tetrapora* [Thierstein, 1974]. На основании этой ассоциации выделены раннемиоценовые зоны *Triquetrorhabdulus inversus* и *Discoaster druggi* (керн 16) и нерасчлененные зоны *Sphenolithus belemnus*, *Helicopontosphaera ampliaperita* и *Sphenolithus heteromorphus* (керны 11–13).

В скв. 251 на юго-западном ответвлении Индийского хребта (глубина 3489 м) к нижнему миоцену, возможно, относятся отложения (керны 26–29), перекрывающие океанические базальты, стекловатые на контакте с осадками и более кристаллические ниже по разрезу. Абсолютный возраст, определенный K-Ar методом, составляет 39 ± 2 млн лет, т.е. поздний эоцен или ранний олигоцен [Rundle et al., 1974].

Базальные слои разреза сложены желтовато-коричневым до белого микритовым писчим мелом, состоящим из перекристаллизованных ромбов кальцита алевритовой размерности с примесью аутигенного граната, являющегося, вероятно, продуктом метасоматического привноса из подстилающих базальтов [Fleet, Kempe, 1974]. Выше по разрезу микритовый писчий мел сменяется желтоватым до красновато-коричневого писчим мелом. Мощность 42 м.

Планктонные фораминиферы из этих отложений имеют обедненный видовой состав, и их раковины несут следы интенсивного растворения. Наиболее часто встречаются *Globorotalia miozea conoidea*, *Globigerina venezuelana*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, сопровождаемые редкими *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia peripheroronda*. На основании этой ассоциации Э. Болтовской [Boltovskoy, 1974] датирует отложения ранним миоценом, расчленяя их на два интервала: нижний — зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri* и *Globigerinita dissimilis* (керны 28–29, микритовый писчий мел) и верхний — зоны *Globigerinita stainforthi*, *Globigerinatella insueta* и *Praeorbulina glomerosa* (керны 26–27, наннопланктонный писчий мел).

Известковый наннопланктон — также обедненный: *Sphenolithus abies*, *Dictyococcolites abisectus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Cyclococcolithina leptopora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Discoaster exilis*, *D. trinidadensis*, *D. variabilis*.

По мнению Г. Тирштайна [Thierstein, 1974], осадки датируются нижним—средним миоценом (зона *Sphenolithus heteromorphus*). Некоторое противоречие в определениях возраста по планктонным фораминиферам и наннопланктону объясняется их плохой сохранностью, обусловленной накоплением осадков вблизи наннопланктонного лизоклина.

Отложения среднего миоцена на юго-западе Индийского океана установлены в пределах всех морфологических структур, за исключением впадины Крозе, где бурение было закончено в верхнемиоценовом интервале (скв. 252). Средний миоцен сложен в зависимости от морфологии дна различными фациальными типами осадков. В глубоководных впадинах — это бескарбонатные глины и алевритовые пески (скв. 245, 248, 250), на вершинах и склонах хребтов — карбонатные нанно-фораминиферовые илы и наннопланктонный писчий мел (скв. 246, 249, 251). Последние имеют относительно надежную палеонтологическую характеристику; в бескарбонатных глубоководных осадках состав органических остатков резко обедняется.

В скв. 251 наннопланктонный писчий мел среднего миоцена, согласно перекрывающий аналогичные нижнемиоценовые осадки, имеет мощность 142 м; в скв. 249, где фораминиферо-наннопланктонные илы среднего миоцена с размывом залегают на

отложениях верхнего мела (маастрихта), их мощность сокращена до 30 м. Приблизительно такую же мощность имеют фораминиферо-наннопланктонные илы среднего миоцена в скв. 246.

Глубоководные осадки среднего миоцена практически полностью лишены карбонатного микропланктона, поэтому возрастные датировки не всегда отличаются точностью. Наиболее разнообразные планктонные фораминиферы встречены в среднем миоцене скв. 248 в Мозамбикской впадине: *Globigerina falconensis*, *G. druryi*, *G. nepenthes*, *Globoquadrina dehiscens advena*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globigerinoides bollii*, *G. subquadratus*, *Globorotalia cultrata limbata*, *G. mayeri*. Этот комплекс отвечает самым верхним зонам среднего миоцена — *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* и *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis*.

В глубоководных осадках других районов средний миоцен выделен на основании обобщенной ассоциации наннопланктона.

Относительно мелководные карбонатные осадки среднего миоцена характеризуются более разнообразным комплексом планктонных фораминифер. В нижней части среднемиоценовых отложений (скв. 251) он состоит преимущественно из *Globorotalia miozea conoidea*, *G. peripheroronda*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina nepenthes*, *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina glomerosa*. По мнению Э. Болтовского [Boltovskoy, 1974], эта ассоциация определяет возраст осадков в интервале от зоны *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* до зоны *Globorotalia fohsi*.

Верхняя часть разреза содержит ассоциацию фораминифер, которая включает *Globorotalia miozea conoidea*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerina nepenthes*, *G. decaperta* и редкие *Globigerina bulloides*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Orbulina suturalis*. На основании этой микрофауны отложения отнесены к нерасчлененному интервалу зон *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* и *Globorotalia continuosa* [Boltovskoy, 1974]. Граница среднего и верхнего миоцена проводится по появлению в разрезе *Globorotalia limbata* и *G. acostaensis*.

В одновозрастных отложениях скв. 249 планктонные фораминиферы представлены *Globigerina nepenthes*, *Globigerinoides* spp., *Globorotalia fohsi* s.l., *G. continuosa*, *G. mayeri*, *G. praemenardii*, *Globoquadrina* spp., *Orbulina* spp., *Sphaeroidinellopsis grimsdalei* [Zobel, 1974].

Известковый наннопланктон в относительно мелководных отложениях среднемиоценового возраста характеризуется более высоким по сравнению с синхронными глубоководными осадками видовым разнообразием и лучшей сохранностью. В скв. 251 установлена непрерывная последовательность среднемиоценовых наннопланктонных зон [Thierstein, 1974]; в скв. 249 расчленение отложений верхней части среднего миоцена также проведено на зональной основе. Здесь установлены зоны *Discoaster kugleri* и *Discoaster hammatum* [Müller, 1974].

Отложения верхнего миоцена на юго-западе Индийского океана вскрыты повсеместно, за исключением южной части Мадагаскарской впадины (скв. 245) и свода Мадагаскарского хребта (скв. 246), где они уничтожены эрозией. Повсюду они согласно залегают на среднемиоценовых осадках. Как и последние, верхний миоцен представлен двумя аналогичными фаціальными типами — глубоководным бескарбонатным и относительно мелководным карбонатным, распространение которых контролируется глубиной бассейна. В скв. 252 во впадине Крозе верхний миоцен сложен зеленовато-серыми алевритистыми радиоляриевыми глинами с примесью дисперсного пирита.

Отложения этого возраста в пределах разных структур имеют неодинаковую мощность. Наибольших значений их мощность достигает на Мозамбикском хребте (скв. 249) и на стыке Мадагаскарского хребта и юго-западной ветви Индийского хребта (скв. 251), где она составляет соответственно 150 и 165 м. В глубоководных районах океана мощность уменьшается до 30 м на севере Мозамбикской впадины (скв. 248) и до 122 м в ее центральной части. Во впадине Крозе в связи с плохой возрастной датировкой мощность верхнемиоценовых отложений не установлена, но, судя по суммарной

мощности верхнемиоценовых—плейстоценовых осадков (около 250 м), она не превышает, вероятно, 100 м.

Карбонатные осадки верхнего миоцена характеризуются разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер хорошей сохранности [Boltovskoy, 1974; Zobel, 1974]. В нижней части разреза она состоит из *Globigerina nepenthes*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia acostaensis*, *G. miozea conoidea*, *G. merotumida*, *Sphaeroidinellopsis grimsdalei*, *Sph. subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Orbulina universa*, сопровождаемых редкими *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerina decoraperta*, *Orbulina suturalis* и др.

В верхних слоях верхнего миоцена становятся редкими *Globorotalia miozea conoidea*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* и появляются *Globorotalia crassaformis* s.l., *G. acostaensis tegilla*, *G. margaritae*, *G. multicamerata*, *G. tumida*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens*, *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina primalis*.

Планктонные фораминиферы свидетельствуют о наличии в разрезе всех позднемиоценовых зон тропической—субтропической шкалы, хотя границы между ними в связи с эпизодическим отбором кернa и недостаточно хорошей сохранностью фораминифер проведены лишь условно.

Э. Болтовской [Boltovskoy, 1974] при установлении границы позднего миоцена и плиоцена в качестве критерия использует появление *Globorotalia inflata*, которая в плиоцене становится массовым видом.

Разнообразная и хорошей сохранности ассоциация известкового наннопланктона позволяет проследить в отложениях верхнего миоцена на приподнятых участках дна непрерывную последовательность тропических—субтропических зон с точным проведением границ между ними [Müller, 1974; Thierstein, 1974].

Глубоководные осадки верхнего миоцена практически лишены остатков известкового микропланктона. Лишь в их верхней части встречены редкие, плохой сохранности планктонные фораминиферы: *Globorotalia humilis*, *G. scitula*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus*, *Globoquadrina altispira*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina* [Boltovskoy, 1974; Zobel, 1974]. Обедненный наннопланктон свидетельствует о присутствии зоны *Discoaster calcaris* в разрезе верхнемиоценовых отложений Мозамбикской впадины [Müller, 1974] и зоны *Discoaster quinqueramus* в верхнем миоцене центральной части этой впадины [Thierstein, 1974].

В скв. 252 во впадине Крозе позднемиоценовый возраст отложений определен на основании обедненной ассоциации радиоларий, которая включает редкие *Ommatartus antepenultimus*, *O. avitus*, *O. penultimus*, *Stichocorys peregrina*, *S. delmontensis*, *Phormostichoartus corona* и условно отнесена к зоне *Ommatartus penultimus* [Riedel, Sanfilippo, 1974].

Плиоценовые отложения в юго-западном секторе Индийского океана распространены в глубоководных впадинах Мозамбикской (скв. 248, 250) и Крозе (252) и на своде Мозамбикского хребта (скв. 249). В глубоководных частях океана они представлены преимущественно глинами — алевритовыми на севере Мозамбикской впадины, переслаивающимися с наннопланктонными илами в ее центральной части и радиолариевыми во впадине Крозе.

Их мощность в Мозамбикской впадине колеблется от 100 до 130 м; во впадине Крозе мощность точно не установлена из-за плохой палеонтологической характеристики, но, вероятно, также превышает 100 м. На Мозамбикском хребте (скв. 251) осадки плиоцена представлены чистыми наннопланктонными илами мощностью 93 м.

Карбонатные осадки плиоцена Мозамбикского хребта содержат довольно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, как правило испытывавших избирательное растворение. В нижней части разреза постоянно встречаются *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*, сопровождаемые более редкими *G. margaritae*, *G. limbata*, *G. acostaensis*, *G. miocenica*, *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculifer*, *G. ruber*, *G. obliquus*, *Globigerinella siphonifera*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Globoquadrina altispira*,

Orbulina universa [Boltovskoy, 1974]. Этот комплекс позволяет отнести отложения к зонам *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia miocenica*.

Верхняя половина разреза характеризуется *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*, *G. crotonensis*, *Globigerinoidea ruber*, *G. trilobus*, *Orbulina universa*. В отдельных образцах присутствуют *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia pseudoopima*, *Globigerinoides sacculifer*, *G. conglobatus*, *Globigerinella siphonifera*, *Sphaeroidinella dehiscens*. По заключению Э. Болтовского [Boltovskoy, 1974], эта ассоциация отвечает позднеплиоценовой зоне *Globorotalia tosaensis*, хотя индекс-вид в отложениях Мозамбикского хребта отсутствует.

На основании известкового наннопланктона в разрезе плиоценовых отложений скв. 251 установлена вся последовательность зон, за исключением позднеплиоценовой зоны *Discoaster pentaradiatus*. Последняя, вероятно, присутствует в керне 9, в котором наннопланктон не изучался.

Плиоценовые отложения глубоководных впадин имеют слабую палеонтологическую характеристику. Планктонные фораминиферы обнаружены только в верхней части плиоценовых отложений Мозамбикской впадины (скв. 250). Среди них доминирует *Globorotalia inflata*, которая сопровождается редкими *G. humilis*, *G. tosaensis*, *G. crassaformis* s.l., *G. crotonensis*, *G. scitula*, *G. dutertrei*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *Globigerinita glutinata*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens*. Эти отложения отвечают позднеплиоценовой зоне *Globorotalia tosaensis* [Boltovskoy, 1974]. В нижнеплиоценовых осадках фораминиферы отсутствуют в связи с интенсивным растворением.

Согласно данным Г. Тириштайна [Thierstein, 1974], по наннопланктону в плиоцене скв. 250 определяются зоны *Discoaster asymmetricus*, *Discoaster surculus* (нижний плиоцен) и *Discoaster brouweri* (верхний плиоцен). Планктонные фораминиферы и карбонатный наннопланктон свидетельствуют об относительно холодноводных условиях, существовавших в этом регионе в плиоценовое время.

Плиоценовые радиоляриевые глины с примесью диатомей во впадине Крозе лишены карбонатных микрофоссилий. Плиоценовый возраст этих отложений условно установлен по присутствию радиолярий *Stichocoris peregrina* и редких предковых форм вида *Pterocorys hertwigii* [Riedel, Sanfilippo, 1974].

Комплекс бентосных фораминифер из плиоценовых отложений Мадагаскарского хребта (скв. 246) включает относительно глубоководные виды — *Cibicides wuellerstorfi*, *Bradynella subglobosa*, *Gyroldinoides altiformis*, а также редких литуолид.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения в юго-западной части Индийского океана развиты повсеместно. На юге Мадагаскарской впадины (скв. 245) они, вероятно, имеют небольшую мощность и были пропущены (разрушены) при бурении.

В пределах Мозамбикской впадины (скв. 248, 250) и юго-западной ветви Индийского хребта (скв. 251) четвертичные отложения залегают на осадках плиоцена, в остальных скважинах в их основании отмечен перерыв. В скв. 249 на Мозамбикском хребте перерыв охватывает весь плиоцен и ранний плейстоцен, в скв. 246 — ранний плейстоцен и почти весь плиоцен. Здесь верхний плейстоцен (зона *Globigerina calida calida*) залегают на осадках нижнего плиоцена (зона *Globorotalia margaritae evoluta*).

Четвертичные осадки представлены чистыми наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами (скв. 249, 251), глинисто-алевритовыми наннопланктонными илами (скв. 248, 250), кварцсодержащими фораминиферовыми илами (скв. 246). Во впадине Крозе (скв. 252) в их составе преобладают радиоляриевые алевритистые глины, местами обогащенные диатомеями и тонкодисперсным пиритом. На поверхности осадков здесь встречены железомарганцевые конкреции диаметром до 2 см.

Мощность четвертичных отложений колеблется от 1,5 м на Мозамбикском хребте (скв. 249) до 100 м в центральной части Мозамбикской впадины (скв. 250).

Четвертичные отложения характеризуются относительно разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер — *Globorotalia inflata*, *G. truncatulinoidea truncatulinoidea*, *G. truncatulinoidea pachyteca*, *G. crassaformis*, *Globigerina pachyderma*, сопровождаемыми редкими *Globigerina calida*, *G. bulloidea*, *Globorotalia menardii*, *G. cultrata*, *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*. В наиболее северных скважинах (скв. 248, 249) присутствуют тепловодные виды — *Globorotalia tumida*, *G. tumida flexuosa*, *Pulleniatina obliquiculata*, *P. obliquiculata finalis*, которые отсутствуют в более южных районах. Эта ассоциация отвечает нерасчлененному интервалу зон *Globorotalia truncatulinoidea* и *Globigerina calida calida* (плейстоцен). Нижняя граница плейстоцена проведена на основе изменения соотношения видов *Globorotalia tosaensis* и *G. truncatulinoidea* в сторону возрастания роли последнего в плейстоценовых отложениях [Boltovskoy, 1974; Zobel, 1974].

Полный набор плейстоценовых наннопланктонных зон — *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliania huxleyi* — установлен только в северной части Мозамбикской впадины (скв. 248). В других скважинах определены либо две нижние зоны (скв. 250, 251), либо две верхние (скв. 249), либо только самая верхняя зона (скв. 246).

Бентосные фораминиферы изучены в четвертичных отложениях Мадагаскарского хребта (скв. 246). Они представлены главным образом крупными мелководными агглютинированными видами — *Ammobaculites* sp., *Martinottiella* sp., *Textularia trochus*, *T. sagittula fistulosa*, *Vulvulina pennatula*, *Clavulina communis*, *Karreriella* sp., *Eggerella* sp., *Trochamminoides proteus*. В большом количестве встречены крупные гладкостенные милиолиды, *Discoanomalina* sp., *Anomalina semipunctata*, *Hoeglundina* sp., а также остатки мелководных двустворок, гастропод, усоногих раков, мшанок, иглокожих, отолиты, зубы рыб и многочисленные птероподы. Ассоциация бентосных организмов свидетельствует о накоплении осадков Мадагаскарского хребта в относительно мелководных условиях и о воздымании хребта до современной глубины 1000 м. Оно последовало за его погружением в миоценовое и плиоценовое время, в течение которого в районе скв. 248 накапливались глубоководные биогенные осадки [Simpson, Schlich et al., 1974].

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Кайнозойские отложения в высокоширотной области юго-восточного сектора Индийского океана изучались в 26-м [Davies, Luyendyk et al., 1974], 27-м [Veever, Heirtzler et al., 1974] и 28-м [Hayes, Frakes et al., 1975] рейсах "Гломар Челленджера". Они вскрыты скв. 254 и 255 на хребте Броукен, скв. 257 во впадине Перта, скв. 259 и 264 на западном и южном материковых склонах Австралии, скв. 265–267 в пределах абиссальной равнины Кергелен и скв. 268 у подножия континентального склона Антарктиды к северу от Берега Нокса (рис. 24, табл. 4; см. рис. 2).

Кайнозой, по данным бурения, в различных районах юго-востока Индийского океана сложен осадками нижнего и верхнего палеоцена, нижнего и верхнего эоцена, нижнего и верхнего олигоцена, нижнего, среднего и верхнего миоцена, нижнего и верхнего плиоцена и плейстоцена. Низы кайнозойских отложений (палеоцен и эоцен) вскрыты скважинами только на севере региона, в полосе между 30 и 35° ю.ш., где они со стратиграфическим, а в скв. 255 на хребте Броукен и с угловым несогласием перекрывают верхнемеловые образования. Отложения верхней части кайнозойского разреза развиты как в средних, так и в высоких широтах юго-восточного сектора Индийского океана. В высоких широтах они повсеместно согласно залегают на толентовых базальтах фундамента. Исключением является скв. 268, где бурение закончилось в отложениях олигоцена и фундамент не был достигнут.

По особенностям литологического состава в кайнозойских отложениях выделяется три фациальных типа: относительно мелководный органогенно-карбонатный; глубоководный глинистый и алевроитово-глинистый; органогенно-кремнистый. Каждый из этих

Т а б л и ц а 4

Положение скважин, вскрывших кайнозойские отложения в юго-восточной части Индийского океана

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Район
	ю.ш.	в.д.		
254	30° 58,15'	87° 53,72'	1253	Пересечение хребтов Броукен и Восточно-Индийского
255	31 07,87	93 43,72	1144	Хребет Броукен
257	30 59,16	108 20,99	5278	Впадина Перта
258	33 47,69	112 28,42	2793	Плато Натуралистов
259	29 37,05	112 41,78	4706	Подножие западного континентального склона Австралии
264	34 58,13	112.02,68	2873	Южный континентальный склон Австралии
265	53 32,45	109 56,74	3852	Абиссальная равнина Кергелен
266	56 24,13	110 06,70	4173	"
267	59 15,74	104 29,30	4564	"
268	63 56,99	105 09,34	3544	Континентальный склон Антарктиды

фациальных типов имеет различное географическое и возрастное распространение. Первый тип (органогенно-карбонатный) широко распространен в северной части региона — в пределах подводных поднятий и хребтов (хребет Броукен, плато Натуралистов), а также на южном и западном материковых склонах Австралии, охватывая весь кайнозой. В наиболее высокоширотной части юго-восточного сектора Индийского океана этот тип осадков встречается во впадине Кергелен, где он слагает низы кайнозойского разреза (олигоцен—миоцен в скв. 265 и 266 и верхний олигоцен — нижний миоцен в скв. 267).

Второй тип — глубоководный глинистый и алевроитово-глинистый — приурочен к глубоководной впадине Перта (скв. 257).

Третий тип осадков — диатомовые и глинисто-диатомовые илы — широко распространен на абиссальной равнине Кергелен и у подножия континентального склона Антарктиды. Этот фациальный тип осадков преобладает в верхней части кайнозойского разреза, начиная с раннего миоцена в скв. 267, с позднего миоцена в скв. 268 и с плиоцена в скв. 265 и 266. Характерным компонентом этих отложений является материал ледового разноса разной размерности.

Палеоген

Разрез кайнозоя на юго-востоке Индийского океана начинается отложениями палеоцена, которые вскрыты на южном и западном континентальных склонах Австралии (скв. 264, 259).

В скв. 264 они представлены чистым желтовато-серым наннопланктонным писчим мелом с примесью глинистого материала, редких фораминифер и спикул губок. Осадки с размывом залегают на верхнемеловых (сантонских?) образованиях. Верхние слои палеоцена уничтожены эрозией, в связи с чем мощность сохранившихся осадков палеоцена сокращенная. Ассоциация планктонных фораминифер включает *Globorotalia pusilla*, *G. angulata*, *G. pseudomenardii*, *G. pseudobulloides*, *G. chapmani*, *Acarinina mckannai*, *A. uncinata*, *Globigerina triloculinoides*, что позволяет коррелировать осадки с зонами *Acarinina uncinata*, *Globorotalia angulata* (нижний палеоцен) и *Globorotalia pseudomenardii* (верхний палеоцен) тропической—субтропической схемы и с частью зоны *Globigerina triloculinoides* новозеландской стратиграфической шкалы. Присутствие в разрезе бентосных видов *Gaudryina whangaia* и *Clavulina anglica* также датирует отложения па-

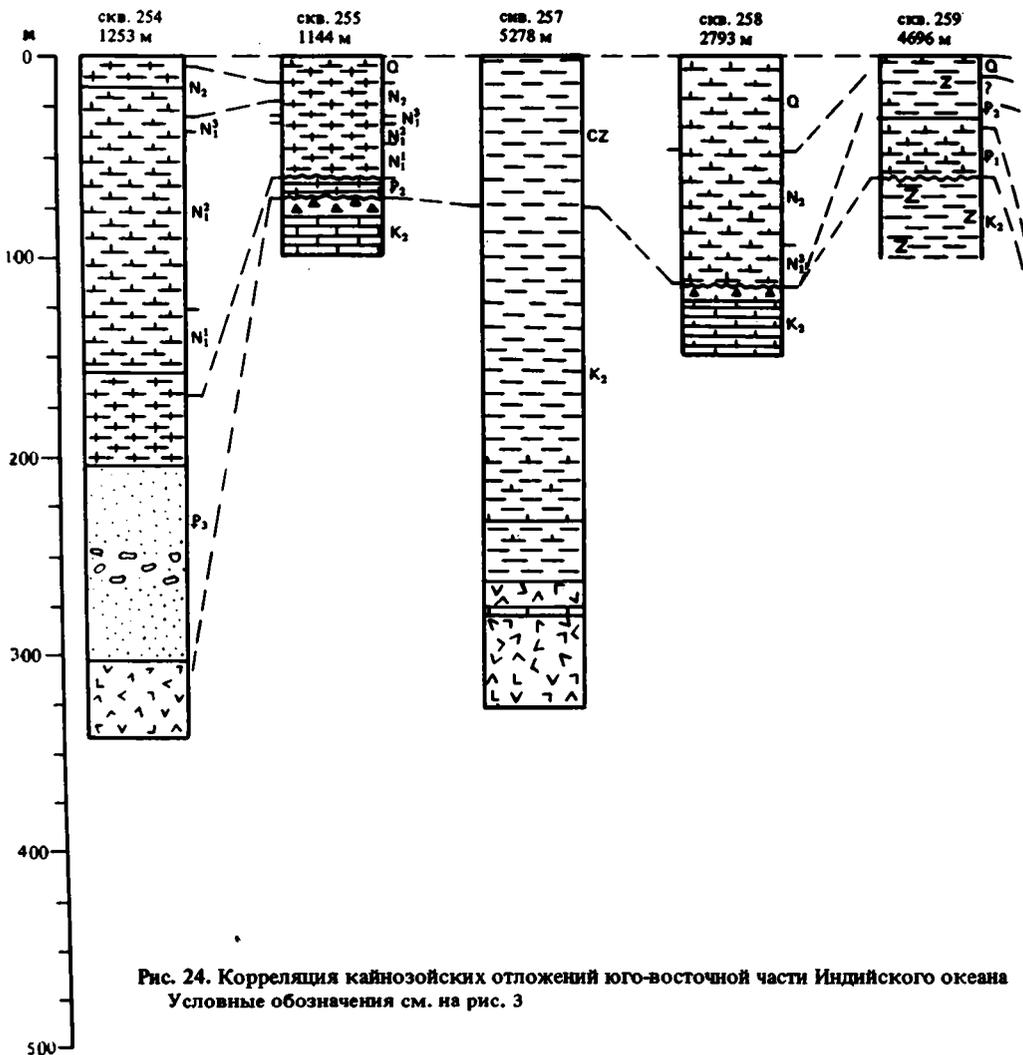


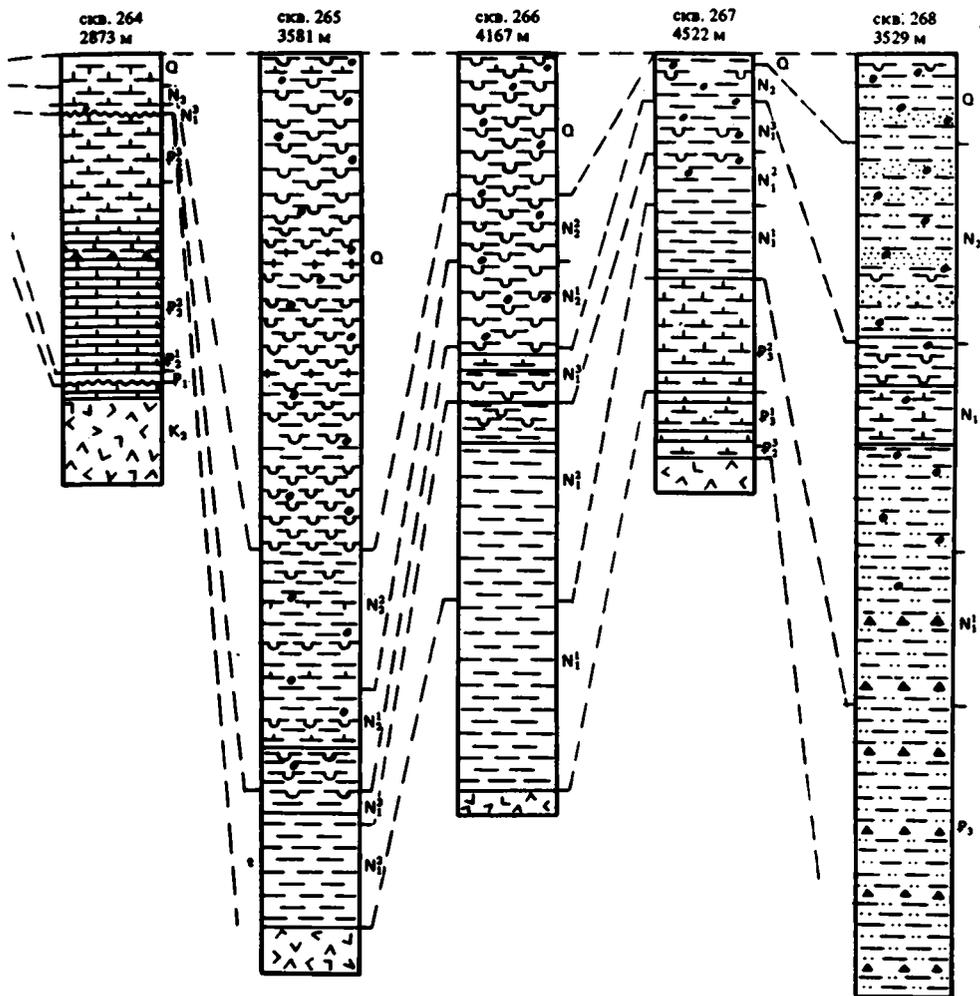
Рис. 24. Корреляция кайнозойских отложений юго-восточной части Индийского океана
Условные обозначения см. на рис. 3

леоценом и сопоставляет их с теурским ярусом Новой Зеландии [Hayes, Frakes et al., 1975].

Наннопланктон из рассматриваемых отложений типичен для верхней части зоны *Fasciculithus tympaniformis* и низов зоны *Heliolithus kleinpellii* (палеоцен).

Верхние горизонты палеоцена, сложенные цеолитовым наннопланктонным илом мощностью около 25 м, вскрыты у подножия западного континентального склона Австралии (скв. 259), где они несогласно перекрывают меловые отложения. По присутствию редких *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. primitiva*, *Globigerina chascanona*, *G. papa* и единичных *Globorotalia imitata*, *G. aff. acuta* эти отложения коррелируются с фораминиферовой зоной *Globorotalia velascoensis* [Krashennikov, 1974], а по наннопланктону – с зоной *Discoaster multiradiatus* [Bukry, 1974; Proto Decima, 1974].

Разнообразные секреторные и агглютированные бентосные фораминиферы включают виды родов *Tarpanina*, *Aragonia*, *Anomalina*, *Cibicides*, *Gavelinella*, *Cassidulina*, *Pleurostomella*, *Pullenia*, *Gyroidinoides*, *Eponides*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Globulina*, *Gutulina*, *Bulimina*, *Lagena*, *Virgulina*, *Nuttallides*, *Angulogerina*, *Textularia*, *Verneuilina*, *Dorothia*, *Eggerella*, *Tritaxia*, *Glomospira* [Krashennikov, 1974], которые указывают на батиальные условия осадконакопления в позднепалеоценовое время.



Нижнеэоценовые отложения установлены на южно- и западноавстралийском континентальных склонах (скв. 264, 259). В скв. 259 они, вероятно, согласно перекрывают верхнепалеоценовые осадки и представлены коричневыми глинами и цеолитовыми глинами с прослоями наннопланктонных илов. На основании редких находок планктонных фораминифер — *Acarinina acarinata*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *A. aff. triplex*, *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *G. marginodentata* осадки сопоставляются синтервалом раннеэоценовых зон *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa* [Krashennikov, 1974]. Наннопланктон свидетельствует об аналогичном возрасте — зоны *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatatus* [Proto Decima, 1974]. Мощность около 10 м.

В скв. 264 к нижнеэоценовым отложениям относится голубовато-серый пясчистый мел с конкрециями кремней размером до 4–6 см в диаметре. Они сменяют осадки верхнего палеоцена со стратиграфическим перерывом, охватывающим интервал позднепалеоценовой зоны *Globorotalia velascoensis* и раннеэоценовой зоны *Globorotalia subbotinae*. Точная мощность нижнего эоцена из-за плохого выхода керна здесь неизвестна, но, скорее всего, не превышает 20 м.

Содержащиеся в них планктонные фораминиферы включают *Globigerina higginsi*,

Pseudogloboquadrina primitiva, *Globorotalia australiformis*, *G. crater*, *Globorotaloides turgida*, *Pseudohastigerina micra*. Присутствие *Globorotalia crater* (т.е. *G. caucasica*) уверенно коррелирует отложения с раннеэоценовой зоной *Globorotalia crater* новозеландской шкалы (ярусы мангаорапан и херетаунган) и с интервалом зон *Globorotalia aragonensis* и *Acarinina pentacamerata* тропической—субтропической стратиграфической схемы.

Наннопланктон отвечает зонам *Marthasterites tribrachiatus* и *Discoaster lodoensis*. Две нижние зоны раннего эоцена — *Discoaster diastypus* и *Discoaster binodosus* — в скв. 264 не установлены; вероятно, отложения уничтожены эрозией.

Среди бентосных фораминифер доминируют виды родов *Siphotextularia*, *Pullenia*, *Vulvulina*, *Cibicides*, *Stilostomella*, *Bulimina*, *Pleurostomella*, *Gyroidinoides*, которые служат показателем батинальных условий осадконакопления [Hayes, Frakes et al., 1975].

Нижний эоцен согласно перекрывается среднеэоценовыми отложениями (скв. 264 на южноавстралийском континентальном склоне). Последние характеризуются переослаиванием белых и голубовато-серых или светло-серых наннопланктонных илов и писчего мела, в нижней части с конкрециями кремней до 3—6 см в диаметре. Мощность 76 м.

Отложения содержат разнообразные и хорошей сохранности планктонные фораминиферы, среди которых преобладают *Globigerina eoscaenica*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotaloides turgida*, *Globigerapsis index*, *Globigerina linaperta*. В связи с отсутствием в этой ассоциации многих тепловодных видов для расчленения осадков применима только новозеландская стратиграфическая шкала Г. Дженкинса [Jenkins, 1971]. Совместное нахождение *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerapsis index* и *Globigerina linaperta* дает возможность сопоставить отложения со среднеэоценовой зоной *Globigerapsis index* (поранганский и бортонский ярусы Новой Зеландии).

Разнообразный наннопланктон определяет в разрезе среднеэоценовых отложений всю серию зон. Глубоководные бентосные фораминиферы представлены видами *Pleurostomella*, *Pullenia*, *Aragonia*, *Stilostomella*, *Nuttallides*, *Bulimina* [Hayes, Frakes et al., 1975].

В вышележащих аналогичных по составу осадках мощностью около 10 м встречены *Globigerina linaperta*, *Globorotaloides turgida*, *Globigerapsis index*, *Pseudohastigerina micra* и *Chiloguembelina cubensis*. В комплексе фораминифер исчезает *Pseudogloboquadrina primitiva*, которая, по данным Г. Дженкинса [Jenkins, 1971], не переходит верхнюю границу среднеэоценовой зоны *Globigerapsis index*. Эти отложения, очевидно, соответствуют самой верхней части среднего эоцена и низам верхнего эоцена (ярус кайатиен Новой Зеландии). По наннопланктону отложения также датируются концом среднего — началом позднего эоцена (зоны *Discoaster saipanensis* и *Chiasmolithus oamaguensis*).

Достоверные отложения верхнего эоцена встречены только на абиссальной равнине Кергелен, где они вскрыты в забое скв. 267. К ним относится крепкий светло-коричневый наннопланктонный мел мощностью около 2 м, согласно залегающий на толеитовых базальтах океанического фундамента. Возраст фундамента в районе скв. 267 в соответствии с линейными магнитными аномалиями 38—45 млн лет, однако в связи с неуверенной идентификацией последних эти цифры оставляют место для сомнений [Ford, 1975].

Планктонные фораминиферы включают *Chiloguembelina cubensis*, *Ch. martini*, *Globigerinita echinata*, *Hantkenina* sp. (единичные экземпляры, возможно, *H. alabamensis compressa*), *Globigerina linaperta*, *G. angiporoides*, *Globorotalia* sp., *Globigerapsis index* (?) [Styzen, Webb, 1980]. Этот комплекс указывает на зону *Globigerina linaperta* новозеландской шкалы (ярусы кайатиен и рунанган Новой Зеландии), которая является аналогом зон *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cerroazulensis* и наннопланктонной зоны *Isthmolithus recurvus* [Burns, 1975].

Фауна планктонных фораминифер имеет переходный характер, отражающий относительно тепловодные условия, что, вероятно, свидетельствует об отсутствии покровного оледенения в Антарктике в позднеэоценовое время.

Бентосные фораминиферы (виды *Siphotextularia*, *Dorothia*, *Lenticulina*, *Astacolus*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Entosolenia*, *Nodosarella*, *Ellipsopolymorphina*, *Pleurostomella*, *Pullenia*, *Globocassidulina*, *Fursenkoina*, *Bulimina*, *Alabamina*, *Gyroidinoides*, *Cibicides*) обычно имеют мелкие хрупкие раковины и говорят об относительно глубоководных условиях открытого океанического бассейна.

Олигоценовые отложения вскрыты скв. 254 к югу от пересечения хребтов Броукен и Восточно-Индийского, скв. 267 в пределах абиссальной равнины Кергелен и скв. 268 на континентальном склоне Антарктиды.

Нижние горизонты олигоцена изучены в скв. 267 (в 2 км от скв. 267 В). Олигоцен представлен здесь переслаивающимися бледно-оранжевыми и желтовато-коричневыми наннопланктонными илами и писчим мелом, в основании разреза с прослоем светлых микритовых известняков. Выше по разрезу они сменяются чистыми серовато-оранжевыми наннопланктонными илами. Отложения олигоцена имеют мощность 76 м и согласно залегают на толетитовых базальтах океанического фундамента.

Базальные слои олигоцена содержат обедненную ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую из *Globigerina angiporoides*, *G. linaperta* и *Globigerinита aff. dissimilis*. Наличие в комплексе *G. linaperta* может указывать на позднеэоценовый—раннеолигоценовый возраст отложений. Однако отсутствие типичных эоценовых видов (прежде всего *Globigerapsis index*), по всей вероятности, ограничивает его ранним олигоценом. В средней части олигоцена встречены лишь *Globigerina angiporoides* и *Globigerinита unicava*. Выше осадки лишены планктонных фораминифер.

Хотя наннопланктон в олигоценовых отложениях скв. 267 относительно разнообразен, применение тропических—субтропических шкал [Martini, 1971; Roth, 1970, 1973] оказалось невозможным из-за отсутствия характерных тропических видов (*Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *S. predistentus* и др.). Поэтому на основании кокколитов, а также силикофлагеллят различаются только нижне- и верхнеолигоценовые слои [Bukry, 1975a; Burns, 1975].

Проведенное нами изучение комплексов планктонных фораминифер из верхнеэоценовых и олигоценовых отложений скв. 267 и 267В (11 образцов) дает аналогичные результаты.

Писчий мел верхнего эоцена содержит обильные планктонные фораминиферы, но видовой состав их резко обедненный. В количественном отношении преобладают экземпляры двух видов — *Globigerina angiporoides* и *G. aff. linaperta*. Им сопутствуют более редкие *Globigerina ouachitaensis*, *G. praebulloides*, *Globigerinита unicava primitiva*, *Globorotaloides suteri* и совсем немногочисленные *Pseudohastegerina micra* и *Chiloguembelina cubensis*. Кремневый планктон полностью отсутствует. Представители родов *Hantkenina* и *Globigerapsis*, очевидно, столь редки, что в нашем материале они не встречены.

Наннопланктонные илы олигоцена характеризуются обильными радиоляриями. Передко осадки переходят в нано-радиоляриевые илы. Планктонные фораминиферы приурочены лишь к нижнему олигоцену. Они бедны и малочисленны — *Globigerina angiporoides*, *G. aff. linaperta*, *G. praebulloides*, *Globigerinита unicava*. В верхней части олигоцена они полностью исчезают.

Подобный ход изменения фораминиферовых комплексов следует рассматривать как результат совместного влияния ухудшения климатических условий (похолодания) и увеличения глубин во впадине Кергелен на протяжении верхнеэоценового—олигоценового времени.

В скв. 254 к базальным слоям олигоцена относятся, возможно, оливково-черные, оливково-серые и желтовато-коричневые песчанистые и алевритистые глины и тонкозернистые алевритистые пески с прослоями галечных конгломератов, охарактеризованные разнообразными макро- и микрофоссилиями. Органические остатки (моллюс-

ки, бентосные фораминиферы, остракоды, пыльца) дают противоречивый возраст, датируя отложения в диапазоне от среднего эоцена до миоцена. Эти отложения согласно залегают на толеитовых базальтах фундамента, обломки которых встречены в осадках непосредственно выше контакта. Цифры изотопного возраста базальтов находятся в пределах интервала поздний эоцен — ранний олигоцен. Поэтому и осадки условно отнесены к нижнему олигоцену. Мощность 91,5 м. Присутствие в них литоральной ассоциации бентосных фораминифер и мелководных видов остракод свидетельствует о накоплении осадков в прибрежных условиях.

Грубообломочные отложения нижнего олигоцена в скв. 254 сменяются желтовато-оранжевыми и розоватыми карбонатными микритовыми илами с фораминиферами и кокколитами. Обедненный комплекс планктонных фораминифер состоит из *Globototalia opima* s.l., *Globigerina tripartita*, *G. angiporoides*, *G. angulisuturalis*, *G. euapertura*, *Globoquadrina* aff. *praedehiscens*, *Globigerinita unicava*. Довольно многочисленны раковины мелководных бентосных фораминифер — *Victoriella conoidea*, *Carpenteria balaniformis*, *Rupertina stabilis*, *Stomatorbina torrei*, *Amphistegina* sp. Планктонные фораминиферы датируют осадки поздним олигоценом.

На континентальном склоне Антарктиды, вблизи Берега Нокса (скв. 268), к олигоцену отнесена толща осадков, сложенная преимущественно желтовато-коричневыми, красноватыми и коричневато-серыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами с прослоями порцелланитов и редкими включениями материала ледового разнота песчаной и алевритовой размерности. Мощность около 145 м. Накопление этих осадков в связи с высокоширотным положением скважины и относительно большой глубиной происходило ниже уровня карбонатной компенсации, что определило исключительно обедненный состав карбонатного планктона. Планктонные фораминиферы из верхней части этой толщи представлены лишь *Globigerinita unicava* [Kaneps, 1975]. Ассоциация наннопланктона из тех же слоев состоит из *Coccolithus floridanus*, *C. eopelagicus*, *Discoaster abisectus*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *Chiasmolithus altus*, *Reticulofenestra* cf. *gartneri*, *R. hillae*, *Sphenolithus moriformis* и позволяет поместить отложения в верхнюю половину олигоцена. Взаимоотношение с более древними (эоценовыми) отложениями в этом районе неизвестно, так как бурение было прекращено в пределах олигоценового интервала.

Таким образом, палеогеновые отложения в юго-восточном секторе Индийского океана изучены по сравнительно ограниченному материалу, отобранному с подводных хребтов (Восточно-Индийский и Броукен) и континентальных окраин Австралии и Антарктиды. Преобладающим типом осадков повсеместно являются карбонатные органогенные илы и писчий мел, за исключением самой глубоководной (скв. 257) и самой высокоширотной (скв. 268) скважин, где отложения палеогена представлены бескарбонатными глинами и алевритами. На южном окончании Восточно-Индийского хребта их разрез сложен преимущественно грубообломочными образованиями.

Неоген

Отложения палеогена повсеместно перекрыты осадками миоценового возраста, которые почти во всех скважинах, достигших палеогена, согласно располагаются на позднеолигоценых образованиях. Лишь на хребте Броукен (скв. 254) и плато Натуралистов (скв. 264) миоценовые осадки с перерывом залегают на различных горизонтах эоцена, а на северном краю плато Натуралистов — на верхнемеловых отложениях. На абиссальной равнине Кергелен миоценовые осадки сменяют океанические базальты фундамента.

Разрез миоценовых отложений в юго-восточном секторе Индийского океана свидетельствует о наследовании в большинстве районов, по крайней мере в первой половине миоцена, олигоценового характера осадконакопления. Начиная со второй половины миоцена в наиболее высокоширотной части региона (скв. 266—268) существенную и возрастающую роль в осадках играет биогенный кремнистый материал.

Отложения нижнего миоцена изучены главным образом в приантарктической области Индийского океана, где они встречены в пределах юго-восточной ветви Индийского срединно-океанического хребта (скв. 265), абиссальной впадины Кергелен (скв. 266, 267) и континентального склона Антарктиды (скв. 268). В северной части региона они разбурены на вершинах хребтов Восточно-Индийского (скв. 254) и Брукен (скв. 255). Практически во всех скважинах на севере нижнемиоценовые осадки представлены наннопланктонными или нанно-фораминиферовыми илами. В наиболее высокоширотных скважинах 267 и 268 в разрезе нижнего миоцена доминируют бескарбонатные глины и глинистые алевроиты.

Нижний миоцен имеет минимальные мощности (15–40 м) на севере региона (скв. 254, 255) и максимальные (40–95 м) в южной высокоширотной части (скв. 266–268).

Палеонтологическая характеристика нижнемиоценовых отложений зависит от географического положения района скважин. В субтропической области в пределах южной части Восточно-Индийского хребта (скв. 254) и хребта Брукен (скв. 255) осадки нижнего миоцена отмечены довольно разнообразным карбонатным планктоном. Ассоциация планктонных фораминифер насчитывает 14 видов, среди которых доминируют *Globigerina praebuloides*, *G. venezuelana*, *G. woodi*, *Globorotalia nana*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. praedehiscens*, *Globigerinita dissimilis ciperensis*. Реже встречаются *Globigerina juvenilis*, *G. bradyi*, *G. tripartita*, *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis dissimilis*. Отсутствие в этом комплексе ряда типичных тепловодных видов затрудняет зональное расчленение отложений, и их возраст определен в рамках подотдела. Нижняя граница миоцена проводится по полному исчезновению олигоценых видов *Globigerina angiporoides* и *G. angulisuturalis* и появлению *Globoquadrina praedehiscens* и *Globigerina venezuelana*, которые становятся массовыми в базальных слоях нижнего миоцена [Boltovskoy, 1974]. Верхняя граница нижнего миоцена определяется по исчезновению *Globigerinita dissimilis dissimilis* и *G. dissimilis ciperensis*.

Нередко обильный наннопланктон имеет плохую сохранность и представлен небольшим числом видов. Наиболее часто присутствуют *Dictyococcites abisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclococcolithina leptopora*. Изредка встречаются *Helicopontosphaera kamptneri*, *Discoaster nephados*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Dictyococcites dictyodus*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *C. solitus*, *Reticulofenestra umbilica* [Thierstein, 1974].

Как и планктонные фораминиферы, эта ассоциация позволяет датировать отложения ранним миоценом.

В высокоширотной части юго-восточного сектора Индийского океана нижний миоцен содержит весьма обедненную ассоциацию известкового планктона и характеризуется главным образом кремневыми микрофоссилиями.

Наиболее разнообразны планктонные фораминиферы в нижнемиоценовом интервале скв. 265, где они представлены *Globigerina woodi*, *G. cf. bulloides*, *Globorotalia zealandica*, *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis*, *Globorotaloides suteri* [Kaneps, 1975].

Наннопланктон в этих отложениях состоит из *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *D. calculus*, *D. trinidadensis*, *D. cf. druggi*, *Sphenolithus belemnus*, *S. dissimilis* и датирует их ранним миоценом, не позволяя провести зональное расчленение [Burns, 1975; Вукры, 1975a].

Обильный и разнообразный кремневый планктон в нижнемиоценовых слоях высоких широт юго-восточной части Индийского океана имеет высокую стратиграфическую разрешаемость. Однако все зональные схемы, учитывающие распределение различных групп кремневых микроорганизмов, имеют местный характер. Поэтому надежная корреляция установленных подразделений с зонами тропических–субтропических шкал, а при отсутствии известкового планктона и возрастная датировка осадков затруднены. В разрезе нижнего миоцена здесь выделены зоны *Cyrtocapsella tetrapera*, *Lophocrytis regipileus*, *Eucyrtidium punctatum*, *Spongomelissa dilli* по радиолариям [Chen, 1975], зоны *Naviculopsis robusta*, *Naviculopsis regularis*, *Naviculopsis*

navicula, *Corbisema triacantha* по силикофлагеллятам [Ciesielski, 1975] и зоны *Cosciodiscus* sp. и *Denticula nicobarica* (нижняя часть) по диатомеям [McCollum, 1975].

Среднемиоценовые осадки вскрыты теми же скважинами, что и нижнемиоценовые, и представлены аналогичными литологическими разностями: бескарбонатными глинами и глинистыми алевритами в приантарктической области и карбонатными наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами на остальной акватории. В основании скв. 265 в северной части абиссальной равнины Кергелен средний миоцен сложен чистыми наннопланктонными илами, согласно перекрывающими оливиновые базальты фундамента.

Мощность осадков среднего миоцена непостоянна. В северной части она колеблется от 10 м на хребте Броукен до 90 м на южном окончании Восточно-Индийского хребта. В высокоширотной области впадины Кергелен она колеблется от 25 м в скв. 267 до 100 м в скв. 266. На континентальном склоне Антарктиды осадки среднего миоцена входят в состав нерасчлененного миоценового интервала и их мощность достоверно неизвестна.

Видовое разнообразие карбонатного планктона в среднемиоценовых отложениях этого региона в низкоширотной области несколько возрастает, а в приантарктической — уменьшается. Вероятно, оно отражает прогрессирующее возрастание температурного градиента между низкими и высокими широтами в результате оледенения в Антарктиде.

Ассоциация планктонных фораминифер в среднем миоцене на севере региона насчитывает около 20 видов. Из них наиболее постоянны и часто встречаются *Globigerina decoraperta*, *G. nepenthes*, *Globorotalia miozea conoidea*, *G. siakensis*, *G. scitula*, *G. peripheroronda*, *Globigerinoides trilobus* s.l., *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Orbulina suturalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Значительно реже присутствуют *Globigerinoides bisphaerica*, *Globorotalia peripheroacuta*, *Globigerinita unicava*, *Globigerinopsis aguassayensis*.

Несмотря на довольно разнообразный видовой состав фораминифер, отсутствие среди них тепловодных видов (или сокращенный стратиграфический интервал последних) затрудняет применение зональной тропической—субтропической шкалы. По распределению перечисленных видов в среднемиоценовых отложениях на южном окончании Восточно-Индийского хребта (скв. 254) выделены приблизительно равные по мощности нижняя и верхняя части. Нижняя часть соответствует интервалу от зоны *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* до зоны *Globorotalia foehsi*, а верхняя — зонам *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* совместно с позднемиоценовой зоной *Globorotalia continua* [Boltovskoy, 1974]. На хребте Броукен (скв. 255) возраст отложений по планктонным фораминиферам определен только в рамках подотдела.

Подоснова среднего миоцена проводится по исчезновению нижнемиоценовых *Globigerinita dissimilis*, *Globigerina venezuelana* и появлению в разрезе многочисленных *Globorotalia peripheroronda*, *G. peripheroacuta*, *Orbulina suturalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* [Boltovskoy, 1974].

По распределению известного наннопланктона, ассоциация которого состоит из многочисленных *Sphenolithus abies*, *S. heteromorphus*, *Dictyococcites abisectus*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Cyclococcolithina leptopora*, *Reticulofenestra pseudumbilica* и редких *Discoaster brouweri*, *D. neohamatus*, *D. trinidadensis*, *D. druggi*, *D. pentaradiatus*, *Triquetrorhabdulus rugosus*, *Scyphosphaera* sp., в среднемиоценовых отложениях (скв. 254) установлены зона *Sphenolithus heteromorphus* (базальные слои), нерасчлененный интервал зон *Discoaster exilis* — *Discoaster hamatus* (нижняя часть) и зона *Discoaster hamatus* [Thierstein, 1974]. Границы между этими подразделениями проводятся условно.

В высокоширотной области юго-восточного сектора Индийского океана относительно разнообразные планктонные фораминиферы среднего миоцена встречены в скв. 265 — преимущественно *Globigerina* cf. *bulloides*, *Globorotalia continua*, *G. conica* в сочета-

нии с более редкими *Globigerina bulloides*, *G. woodi*, *Globorotalia siakensis*, *Globigerinita uvula*. Южнее, в скв. 266, в среднемиоценовых осадках встречены лишь *Globorotalia zealandica*, *G. siakensis*, *Globigerina woodi*.

Планктонные фораминиферы имеют отчетливо выраженный холодноводный характер, проявляющийся в низком видовом разнообразии и отсутствии тепловодных видов. Аналогичные черты свойственны и наннопланктону, в составе которого преобладают типично холодноводные виды. Они датируют отложения средним миоценом, не позволяя провести их зональное расчленение.

Как и в раннем миоцене, осадки среднего миоцена содержат разнообразную ассоциацию кремневых микрофоссилий, служащих основой для зонального подразделения осадков. В скв. 266 органические остатки имеют наибольшее видовое разнообразие и лучшую сохранность. Здесь выделяются зоны *Calocyclus polyporos*, *Actinomma tanyacantha* и *Antarctissa conradae* по радиоляриям [Chen, 1975], зоны *Denticula antarctica*, *Denticula antarctica* — *Coscinodiscus lewisianus*, *Denticula lauta* — *Denticula antarctica* по диатомеям [McCollum, 1975] и зоны *Corbisema triacantha*, *Distephanus longispinus*, *Dictyocha mutabilis* по силикофлагеллятам [Ciesielski, 1975].

Кремневый микропланктон, в частности силикофлагелляты, по мнению П. Цизильского [Ciesielski, 1975], свидетельствует о холодных климатических условиях в начале среднего миоцена (зона *Corbisema triacantha*).

В верхнем миоцене характер осадконакопления в юго-восточной части Индийского океана практически не изменился; лишь в Приантарктической области повсеместно в составе осадков возросла роль биогенного кремнистого материала. Отложения этого возраста широко развиты на севере региона, где они встречены в пределах южного окончания Восточно-Индийского хребта (скв. 254), на хребте Броукен (скв. 255) и плато Натуралистов (скв. 258, 264), и в его южной, высокоширотной части (скв. 265–268).

Отложения среднего и верхнего миоцена, как правило, связаны постепенным переходом, за исключением плато Натуралистов, где верхний миоцен с размывом перекрывает верхнемеловые (скв. 258) и верхнеэоценовые (скв. 264) образования. Мощность осадков верхнего миоцена на севере региона небольшая и колеблется от первых метров на хребте Броукен до 10 м на плато Натуралистов; в Приантарктической области она обычно не превышает 25 м.

Контрастность в распределении планктонных фораминифер в позднем миоцене еще больше усиливается по сравнению со средним и ранним миоценом, свидетельствуя о дальнейшем увеличении температурного градиента между высокими и низкими широтами вследствие разрастания ледового щита в Антарктиде и формирования гидрологических фронтов в Южном океане. Максимальное видовое разнообразие планктонных фораминифер (около 25 видов) отмечено на севере региона (плато Натуралистов, скв. 258), минимальное (один вид) характерно для приантарктического района (скв. 265, 266).

Нижние горизонты верхнемиоценовых отложений в северной части региона (скв. 254) содержат ассоциацию фораминифер, в которой преобладают *Globorotalia miozea conoidea*, *G. pseudomioceana*, *Globigerina nepenthes*, *G. decoraperta*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Orbulina universa*. Эти осадки отвечают интервалу зон *Globorotalia merotumida* и *Globorotalia plesiotumida* [Boltovskoy, 1974]. В верхней части разреза развиты *Globorotalia inflata*, *G. scitula*, *G. crassaformis* s.l., *G. menardii*, *G. miozea conoidea*, *G. limbata*, *Globigerinoides amplus*, *G. trilobus*, *Orbulina universa* (зона *Globorotalia tumida*) [Boltovskoy, 1974].

Подоснова верхнего миоцена проведена по появлению в разрезе *Globorotalia limbata*, *G. menardii*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*.

В верхнемиоценовых осадках скв. 258 присутствуют все наннопланктонные зоны тропической—субтропической шкалы, хотя границы между ними не всегда проводятся уверенно [Thierstein, 1974].

Отложения верхнего миоцена в высокоширотной области в связи с интенсивным растворением практически лишены органических остатков с известковым скелетом.

В скв. 265 и 266 среди планктонных фораминифер встречаются лишь *Globigerinita uvula* и *Globorotalia continuosa*.

Стратиграфическая разрешаемость кремневого планктона в позднем миоцене невысокая, несмотря на его довольно разнообразный видовой состав. Так, по радиолариям выделяется зона *Theocalyptra bicornis spongothorax*, которая по объему соответствует всему позднему миоцену. Отложения этой зоны отмечены во всех высокоширотных скважинах [Chen, 1975]. По диатомеям в составе верхнемиоценового интервала также выделяется одна зона — *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta*. В высокоширотной области она встречается повсеместно, за исключением континентального склона Антарктиды [McCollum, 1975]. Несколько более высокой разрешающей способностью обладают силикофлагелляты. В верхнем миоцене выделяются зоны *Mesocena circulus* и *Mesocena diodon* (нижняя часть), разделенные слоями со слабой палеонтологической характеристикой [Ciesielski, 1975].

В плиоцене особенности осадконакопления в низкоширотной области остаются неизменными. В высоких широтах региона сохраняется тенденция возрастания в осадках роли биогенного кремнистого материала. При этом его количество увеличивается не только вверх по разрезу, но и в районах, удаленных от Антарктиды. Наибольшее содержание кремнистого материала отмечено в скв. 265 и 266, минимальное — в скв. 268 на континентальном склоне Антарктиды, где преобладающую роль играл терригенный материал, поставлявшийся плавающими льдами.

Во всех скважинах плиоценовые осадки согласно перекрывают верхнемиоценовые отложения. Их мощность на севере региона, на плато Натуралистов, колеблется от 10 м в скв. 264 до 50 м в скв. 258; в скв. 254 и 256 она составляет соответственно 25 и 20 м.

На юге региона скорость осадконакопления в плиоцене за счет терригенного сноса была значительно выше. Максимальные значения мощности (100–120 м) отмечены в скв. 265 и 268; несколько меньше (75 м) мощность плиоценовых осадков в скв. 266. В скв. 267 плиоцен представлен своими базальными слоями, мощность которых составляет первые десятки метров.

На плато Натуралистов и хребте Броукен осадки плиоцена характеризуются разнообразным карбонатным планктоном. На основании планктонных фораминифер выделяются все зоны плиоцена [Bol'tovskoy, 1974].

Зона *Globorotalia margaritae* evoluta содержит *Globorotalia margaritae* s. l., *G. crassaformis* s. l., *G. inflata*, *G. miozea conoidea*, *G. pseudomioecena*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides conglobatus*, *G. ruber*, *G. obliquus* s.l., *Globoquadrina altispira*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Нижняя граница зоны проведена по массовому развитию *Globorotalia inflata* и *G. crassaformis* s.l. Кровля зоны определяется исчезновением *Globorotalia margaritae*.

Зона *Globorotalia mioecena* отмечена близким по составу комплексом планктонных фораминифер. В основании зоны появляются *Pulleniatina obliquiloculata praecursor*, *Globigerinoides pyramidalis*; в кровле зоны исчезают *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscentis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*.

Зона *Globorotalia tosaensis* характеризуется индекс-видом, *G. inflata*, *G. crassaformis*, *G. crotonensis*, *G. menardii* s.l., *G. crassula*, *G. miozea conoidea*, *G. scitula*, *Globigerinoides ruber*, *G. elongatus*, *G. pyramidalis*, *G. trilobus*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinella siphonifera*, *Orbulina universa*. К типичным видам этой зоны принадлежит *Globorotalia crotonensis*. Верхняя граница зоны проведена на основании эволюционного появления вида *Globorotalia truncatulinoidea* от *G. tosaensis*; дополнительным критерием является исчезновение *G. crotonensis* и *Globigerinoides obliquus* s.l.

Наннопланктон в плиоценовых отложениях имеет плохую сохранность, и по этой причине различаются только зоны *Discoaster asymmetricus* (скв. 254, 255) и *Discoaster surculus* (скв. 254, 258) [Thierstein, 1974].

В высокоширотной области юго-восточного сектора Индийского океана известковый планктон в осадках плиоцена практически отсутствует и их расчленение, как и

миоценовых отложений, производится с помощью кремневого планктона. Здесь выделены зоны *Helotholus vema*, *Eucyrtidium calvertensae* по радиоляриям [Chen, 1975], зоны *Denticula hustedtii*, *Nitzschia praeinterfrigidaria*, *Nitzschia interfrigidaria*, *Coscinodiscus insignis*, *Coscinodiscus kolbei* – *Rhizosolenia barboi* по диатомеям [McCullum, 1975] и зоны *Mesocena diodon* (верхняя часть), *Dictyochoa pseudofibula*, *Dictyochoa aspera* var. *pygmaea* – *Dictyochoa fibula* var. *pumila*, *Distephanus boliviensis*, *Distephanus speculum* В по силикофлагеллятам [Ciesielski, 1975].

Четвертичные отложения

Четвертичные осадки на юго-востоке Индийского океана представлены карбонатными илами мощностью от 5 м на южном окончании Восточно-Индийского хребта (скв. 254) до 29 м в северной части плато Нагуралистов (скв. 259). В южных, высокоширотных районах доминируют диатомовые и глинисто-диатомовые илы. На континентальном склоне Антарктиды в их составе обычны терригенные песчаные и песчано-алевритовые разности. Мощность четвертичных отложений в южной части региона чрезвычайно изменчива – она колеблется от первых метров в скв. 267 до 78,5 м в скв. 266. Исключительно высоких значений мощность достигает в скв. 265, где толщина диатомовых илов с прослоями глин достигает 250 м.

Планктонные фораминиферы в четвертичных отложениях северной части региона насчитывают около 20 видов, среди которых доминируют *Globorotalia inflata*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. crassaformis*, *G. scitula*, *G. menardii* s.l., *Globigerinoides ruber*, *G. conglobatus*, *Orbulina universa*. Эта ассоциация коррелирует отложения с нерасчлененными зонами *Globorotalia truncatulinoides* s. str. и *Globigerina calida calida* [Boltovskoy, 1974]. На основании разнообразного наннопланктона в четвертичных илах выделены зоны *Pseudoemiliana lacunosa* (скв. 254, 255, 258) и *Cephyrocapsa oceanica* (скв. 258) [Thierstein, 1974].

В четвертичных осадках высоких широт, где известковый планктон практически отсутствует, установлены радиоляриевые зоны *Saturnalis circulus*, *Stylatractus universus*, *Antarctissa denticulata* [Chen, 1975], диатомовые зоны *Rhizosolenia barboi* – *Nitzschia kerguelensis*, *Coscinodiscus elliptopora* – *Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus lentiginosus* [McCullum, 1975] и силикофлагеллятовая зона *Distephanus speculum* А [Ciesielski, 1975].

ТИХИЙ ОКЕАН

В высокоширотной части Тихого океана кайнозойские осадки изучались в трех рейсах "Гломар Челленджера", которые проводились в различных районах его юго-западного и юго-восточного секторов. В первом районе расположенном к югу от Австралии и Новой Зеландии, между 40 и 50° ю.ш., в 29-м рейсе [Kennett, Houtz et al., 1975], пробурено 10 скважин (скв. 275–284). Второй район охватывает относительно небольшую акваторию моря Росса. Здесь в 28-м рейсе [Hayes, Frakes et al., 1975] пробурены самые высокоширотные (южнее 70° ю.ш.) скважины за всю историю глубоководного бурения в океанах (скв. 270–274). Третий район находится в крайней юго-восточной части Тихого океана (35-й рейс), где в пределах глубоководных абиссальных равнин Беллинсгаузена и Гумбольдта пробурены скв. 322–325 [Hollister, Craddock et al., 1976].

Как видим, в юго-западном секторе Тихого океана третичные осадки изучены в двух совершенно разных районах. В первом из них осадки приурочены к полосе южнее Австралии и Новой Зеландии, где вскрыт практически полный разрез кайнозойских отложений. В нем существенную роль играют карбонатные разности. Во втором (море Росса) бурением пройдены отложения среднего и позднего кайнозоя, представленные преимущественно терригенными фациями. Поскольку характер кайнозойских осадков в этих районах значительно различается, они рассматриваются раздельно.

АВСТРАЛИЙСКО-НОВОЗЕЛАНДСКИЙ РАЙОН

В данном регионе осадки кайнозоя изучены на относительно мелководных плато Кэмпбелл (скв. 275, 277) и Челленджер (скв. 284), на плато Тасманова хребта (скв. 281), Маккуори (скв. 279) и в глубоководных впадинах (скв. 278, 280, 282, 283) (рис. 25; табл. 5).

Палеоген

Соотношение кайнозойских отложений с меловыми в нормальной последовательности не установлено. Меловые (верхнекампанские) радиоляриево-диатомовые илы вскрыты только на юго-востоке плато Кэмпбелл (скв. 275). Но в связи с интенсивным подводным размывом вся толща палеогеновых и неогеновых осадков здесь отсутствует — верхний мел непосредственно перекрыт тонким чехлом четвертичных илов. Остальные скважины мезозоя не достигли.

В основании кайнозойского разреза в этом районе залегают отложения палеоцена, известные на плато Кэмпбелл (скв. 277) и в центральной глубоководной части Тасманова моря (скв. 283) и различающиеся по литологическому составу. В скв. 277 они представлены литифицированным или слабо литифицированным зеленовато-серым и зеленовато-белым наннопланктонным пясчим мелом с кремнями и незначительной примесью глинистого материала и пирита. Мощность 28,5 м. В Тасмановом море палеоцен сложен зеленовато-черными алевритистыми глинами с мелкими включениями, конкрециями и прожилками пирита, согласно залегающими на сильно измененных базальтовых пиллоу-лавах или пиллоу-брекчиях. Мощность около 265 м. Возрастные датировки палеоценовых отложений основаны на планктонных фораминиферах и наннопланктоне в скв. 277 и на палинологической ассоциации в скв. 283.

Планктонные фораминиферы включают *Globigerina triloculinoidea*, *Acarinina acarina*.

Т а б л и ц а 5
Положение скважин, вскрывших кайнозойские осадки
в юго-западном секторе Тихого океана

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Район
	ю.ш.	в. и з.д.		
269	61° 40,57'	140° 04,21' в.д.	4282	Австрало-Антарктическая котловина
270	77 26,48	178° 39,19' з.д.	633	Море Росса
271	76 43,27	175 02,86	562	"
272	77 07,62	176 45,61	619	"
273	74 32,29	174 37,57 в.д.	461	"
274	68 59,71	173 25,64	3305	"
275	50 26,34	176 18,89	2800	Плато Кэмпбелл
276	50 48,11	176 48,40	4671	Подножие плато Кэмпбелл
277	52 13,43	166 11,48	1214	Плато Кэмпбелл
278	56 33,42	160 04,29	3675	Впадина Эмеральд
279	51 29,14	162 38,10	3341	Северная часть хребта Маккуори
280	48 57,44	147 14,08	4176	В 100 км южнее Тасманова моря
281	47 59,84	147 45,85	1591	Тасманово плато
282	42 14,76	143 29,18	4202	Западнее о-ва Тасмания
283	43 54, 60	154 16,96	4729	Центральная часть Тасманова моря
284	40 30,48	167 40,81	1066	Плато Челленджер

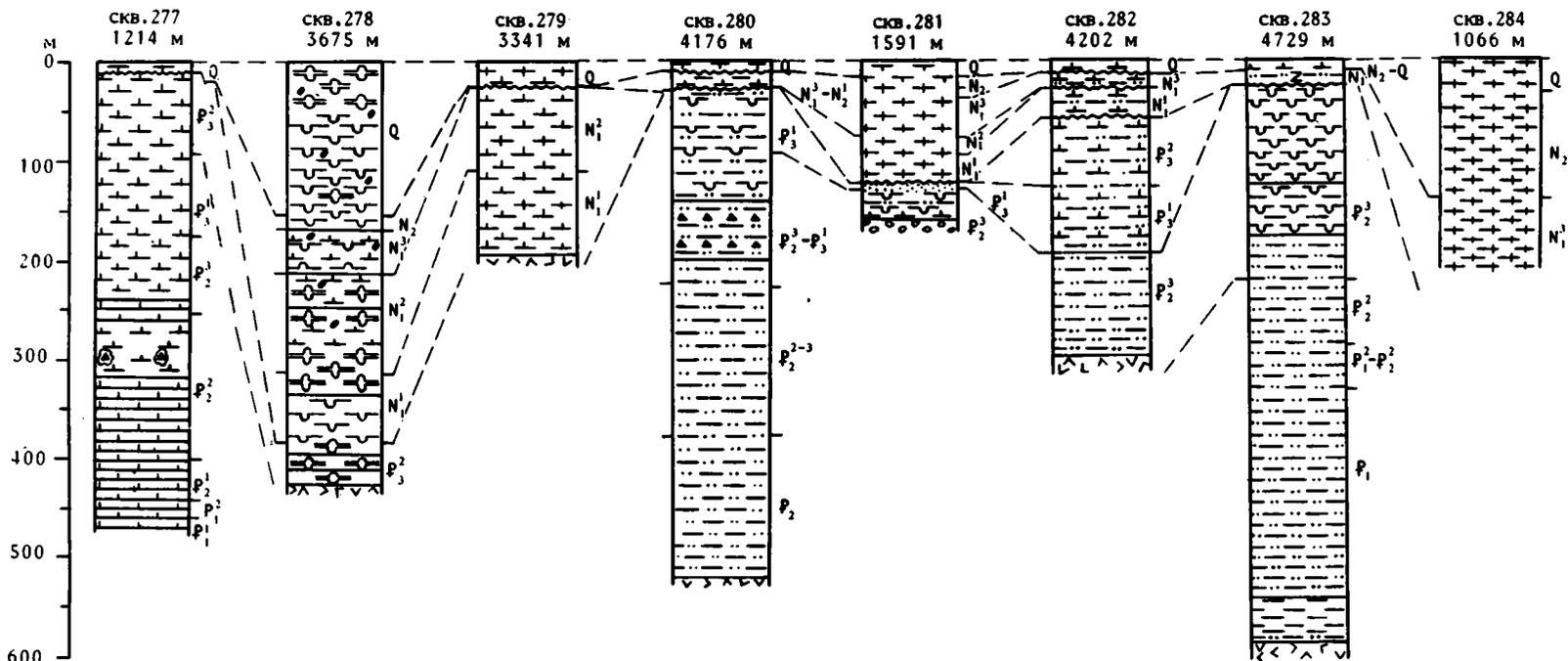


Рис. 25. Корреляция кайнозойских отложений юго-западной части Тихого океана (Австрало-Новозеландский регион)

Условные обозначения см. на рис. 3

ta, *A. mckannai*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia dolabrata*, *G. australiformis*, *G. pseudomendardii*, *G. cf. chapmani*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Zeauvigerina parri*, *Z. teura*, *Z. zealandica*, *Chiloguembelina wilcoxensis*, которые коррелируют отложения с зоной *Globigerina triloculinoides* (верхний палеоцен) новозеландской биостратиграфической шкалы [Jenkins, 1975]. Обедненный состав планктонных фораминифер в палеоцене и отсутствие многих тепловодных видов не позволяют проводить их расчленение на основе тропической—субтропической зональной схемы.

Аналогичным образом невозможно применение тропической—субтропической зональной шкалы по наннопланктону [Martini, 1971]. Подразделение осуществляется с помощью наннопланктонной зональной шкалы А. Эдвардса [Edwards, 1971] для палеогена Новой Зеландии. Она отличается от низкоширотной зональной схемы меньшей стратиграфической разрешаемостью. В соответствии с этой шкалой базальные слои палеоцена в скв. 277 мощностью в первые десятки сантиметров коррелируются с зоной *Helolithus kleinpellii* (низы верхнего палеоцена). Выше следует 9-метровый интервал без зонального расчленения, верхние 15 м отвечают зоне *Discoaster multiradiatus* (верхняя половина верхнего палеоцена) [Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

Палеоценовые осадки в Тасмановом море (скв. 283) полностью лишены карбонатных органических остатков и характеризуются лишь довольно разнообразной ассоциацией пыльцы и динофлагеллят, на основании которой они расчленяются на нижнепалеоценовый (около 60 м), среднепалеоценовый (около 170 м) и верхнепалеоценовый (около 50 м) интервалы [Haskell, Wilson, 1975].

Отложения палеоцена в скв. 283 содержат разнообразные глубоководные агглютинированные фораминиферы. Комплекс насчитывает 36 видов; из них наиболее часто встречаются *Rhabdammina aff. linearis*, *Ammodiscus pennyi*, *A. cretaceus*, *Glomospira charoides*, *Lituotuba lituiformis*, *Hormosina ovulum*, *Rzehakina epigona*, *Haplophragmoides suborbicularis*, *H. walteri*, *Recurvoides deflexiformis*, *Trochamminoides irregularis*, *Bolivinospis spectabilis*, *Karrerriella conversa*, *Bathysiphon cylindrica*, *Kalamopsis grzybowski*. По мнению П. Вебба [Webb, 1975], эта ассоциация коррелирует отложения с теурским ярусом Новой Зеландии (палеоцен) и свидетельствует о накоплении их в абиссальных условиях намного ниже уровня карбонатной компенсации.

Эоценовые отложения вскрыты на плато Кэмпбелл (скв. 277), в центральной части Тасманова моря (скв. 283), западнее о-ва Тасмания (скв. 282), на Тасмановом плато (скв. 281) и к югу от него (скв. 280). Как и отложения палеоцена, они представлены двумя фашиальными типами: мягким или слабо литифицированным наннопланктонным писчим мелом с кремневыми конкрециями на плато Кэмпбелл и Тасмановом хребте и темными, зеленовато-серыми, мягкими и реже плотными глинистыми алевролитами и алевролитистыми глинами, часто с примесью глауконита в глубоководных впадинах. Мощность осадков эоцена на плато Кэмпбелл 257 м; в глубоководных впадинах она колеблется от 105 м в скв. 282 до 370 м в скв. 280. В Тасмановом море мощность отмечена промежуточным значением (около 280 м). Минимальную мощность (около 40 м) отложения эоцена имеют на Южно-Тасмановом хребте, где они частично уничтожены эрозией.

Западнее и южнее о-ва Тасмания (скв. 280 и 282) эоценовые осадки согласно залегают на океанической коре, сложенной базальтами, по составу переходными между океаническими толлейтовыми и океаническими щелочными [Ovenshine et al., 1975]. На плато Кэмпбелл они согласно перекрывают палеоценовые отложения. В Тасмановом море на границе палеоцена и эоцена, возможно, существует стратиграфический перерыв, охватывающий ранний эоцен. В скв. 281 на Тасмановом плато отложения эоцена залегают на слюдястых сланцах континентального фундамента палеозойского возраста.

В составе эоцена на плато Кэмпбелл (скв. 277) выделяется вся последовательность зон новозеландской стратиграфической шкалы [Jenkins, 1975]:

зона *Globanomalina wilcoxensis* с индекс-видом, *Globigerina triloculinoides*, *Globorotalia australiformis*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Zeauvigerina parri*, *Z. zealandica* и редкими *Acarinina mckannai*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia aequa*, *G. collactea*;

зона *Globorotalia crater crater* с индекс-видом, *G. collectea*, *G. delabrata*, *G. australiformis*, *Globigerina triloculinoides*, *Pseudogloboquadrina primitiva* и редкими *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina cf. boweri*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Zeauvigerina zealandica*. Нижняя и верхняя границы зон проведены соответственно по появлению и исчезновению в разрезе индекс-вида. Граница нижнего и среднего эоцена проходит в середине последней зоны;

зона *Pseudogloboquadrina primitiva* с индекс-видом, *Acarinina pseudotopilensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia australiformis*, *Zeauvigerina parri*, *Z. zealandica* и редкими *Globorotaloides turgida* и *Acarinina soldadoensis*;

зона *Globigerapsis index* с многочисленными экземплярами индекс-вида, *Globigerina linaperta*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Zeauvigerina parri*, *Z. zealandica* и редкими *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina angiporoides minima*, *Globorotalia collectea*. Нижняя граница зоны проведена по появлению индекс-вида, верхняя — непосредственно ниже уровня появления *Chiloguembelina cubensis*. Последний Г. Дженкинс [Jenkins, 1975] рассматривает в качестве границы среднего и верхнего эоцена;

зона *Globorotalia aculeata* с многочисленными экземплярами этого вида, *G. collectea*, *Chiloguembelina cubensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina linaperta*, *Globigerapsis index*, *Zeauvigerina parri*, *Z. zealandica* и редкими *Globigerina angiporoides angiporoides*, *Globorotaloides suteri*, *G. turgida*, *Pseudogloboquadrina primitiva*. Верхняя граница зоны проведена по исчезновению индекс-вида;

зона *Globigerina linaperta* с индекс-видом, *Globigerapsis index*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotaloides suteri* и редкими *Globigerina angiporoides angiporoides*. Эта зона заключена в интервале между уровнем исчезновения *Globorotalia aculeata* и появлением *G. gemma*.

К зоне *Globigerina linaperta* отнесены также базальные слои кайнозойского разреза в скв. 281 на Тасмановом плато, сложенные глинистыми диатомовыми илами. Они содержат индекс-вид, *G. angiporoides angiporoides*, *Globigerapsis index*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis* и представителей бентосных родов *Alabama*, *Anomalinoides*, *Bulimina*, *Cassidulina*, *Cibicides*, *Elphidium*, *Fronicularia*, *Gyroldinoides*, *Nonion*, *Nodosaria*, *Trifarina*;

зона *Globigerina brevis* с *Chiloguembelina cubensis*, *Globigerina angiporoides angiporoides*, *G. linaperta*, *Globorotalia gemma*, *Globorotaloides suteri* и редкими раковинами индекс-вида. В средней части этой зоны исчезает вид *Globigerapsis index*, маркируя границу верхнего эоцена и олигоцена. Верхняя граница зоны проведена по исчезновению *Globorotalia gemma*.

На основании наннопланктона в эоцене установлено 14 стратиграфических уровней появления или исчезновения ряда видов, что позволяет коррелировать осадки скв. 277 с зонами новозеландской стратиграфической шкалы. Однако как таковые наннопланктонные зоны в эоцене скв. 277 не выделяются [Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

Корреляция отложений эоцена плато Кэмпбелл с международной стратиграфической шкалой вызывает большие затруднения [Jenkins, 1975]. Зональные подразделения плато Кэмпбелл хорошо коррелируются с новозеландской шкалой, но последняя несет на себе черты провинциальности и соотношение ее единиц с ярусами, подотделами и отделами международной стратиграфической шкалы является предметом дискуссий.

В глубоководных впадинах эоцен сложен зеленоватыми, коричневыми и зеленовато-серыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами, иногда с примесью глауконита, микроконкреций, спикул губок и наннофоссилий. В Тасмановом море (скв. 283) в верхней половине эоценовой толщи преобладают диатомовые илы с примесью глинистого материала и наннопланктона.

Накопление осадков ниже уровня карбонатной компенсации явилось, вероятно, причиной почти полного отсутствия планктонных фораминифер в эоценовых отложениях глубоководных впадин. Их обедненная ассоциация встречена только в скв. 282. Здесь на толеитовых базальтах фундамента залегают алевритистые глины с обедненной ассоциацией наннопланктона и динофлагеллят. Наннопланктон представлен *Reticulofe-*

nestra placomorpha, R. bisecta, R. reticulata, Discoaster tani nodifer, Isthmolithus recurvus, которые указывают на низы верхнего эоцена. Динофлагелляты датируют отложения эоценом. В одном из образцов непосредственно выше базальтов найдены редкие *Globigerina linaperta* вместе с видами бентосных *Alabamina*, *Bolivina*, *Bulimina*.

Выше по разрезу наряду с приведенной ассоциацией наннопланктона развиты планктонные фораминиферы — *Globigerina linaperta*, *G. ouachitaensis*, *G. angiporoides angiporoides*, *Globigerapsis index*, *Globorotalia gemma*, *G. munda*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cubensis*, которые коррелируют отложения с зонами *Globigerina linaperta* и *Globigerina brevis* новозеландской шкалы (верхний эоцен). Граница между зонами проведена (при отсутствии *G. brevis*) по появлению в разрезе *Globorotalia gemma* в соответствии с данными по Новой Зеландии [Jenkins, 1966a]. Граница эоцена и олигоцена проходит внутри зоны *Globigerina brevis* и маркируется исчезновением вида *Globigerapsis index*. Однако необходимо помнить, что в высоких широтах оно может быть не эволюционным, а экологическим.

В глубоководных впадинах Тасманова моря (скв. 283) и к югу от Тасманова плато (скв. 280) эоценовые отложения практически лишены карбонатного планктона. Обедненный наннопланктон позволяет выделить в эоцене лишь крупные стратиграфические интервалы: средний эоцен, средний—верхний эоцен, верхний эоцен—нижний олигоцен в скв. 280 и верхний эоцен, верхний эоцен—нижний олигоцен в скв. 283. Границы между этими подразделениями проведены условно [Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

Такую же низкую стратиграфическую разрешаемость имеют в этих скважинах и другие группы ископаемых организмов (споры и пыльца, диатомеи, силикофлагелляты).

Отложения олигоцена изучены на плато Кэмпбелл (скв. 277), во впадине Эмеральд (скв. 278) и южнее Австралии (скв. 280—282). На востоке они представлены биогенными осадками — карбонатными наннопланктонными илами на плато Кэмпбелл (скв. 277) и кремнистыми илами во впадине Эмеральд (скв. 278). В западной части района в олигоцене преобладают терригенные алевролитистые глины и пески с диатомеями в скв. 280, фораминиферами в скв. 281 и наннопланктоном в скв. 282. Осадки олигоцена повсеместно согласно перекрывают эоценовые отложения. В глубоководной впадине Эмеральд они залегают на плагиоклазовых порфириновых базальтах океанического фундамента. Мощность олигоценых отложений колеблется от 10 м на Тасмановом плато до 182,5 м на плато Кэмпбелл; в глубоководных впадинах их мощность варьирует от 38 м во впадине Эмеральд до 140 м западнее о-ва Тасмания.

Наиболее полную палеонтологическую характеристику отложения олигоцена имеют на плато Кэмпбелл (скв. 277), где они представлены нижним и верхним подотделами. По планктонным фораминиферам здесь установлены все зоны новозеландской стратиграфической шкалы [Jenkins, 1975]:

зона *Globigerina brevis* (верхняя часть) с единичными раковинами индекс-вида и многочисленными *G. angiporoides angiporoides*, *Globorotalia gemma*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cubensis*;

зона *Globigerina angiporoides angiporoides* с обильными экземплярами индекс-вида, *Globorotalia munda*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cubensis*. В верхней части зоны появляются *Globigerina ampliapertura*, *G. euapertura*, *G. juvenilis*, *Globorotaloides testarugosa*;

зона *Globigerina euapertura* с многочисленными особями индекс-вида, *G. labiacrasata*, *G. juvenilis*, *Globorotalia munda*, *G. nana*, *Globorotaloides testarugosa*, *Chiloguembelina cubensis* и редкими *Globigerina bradyi*, *G. angustiumblicata*, *G. ouachitaensis*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia pseudocontinua*, *Guembelitra stavensis*;

зона *Globigerina woodi woodi*, в которой наряду с индекс-видом постоянно присутствуют *G. angustiumblicata*, *G. juvenilis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinita dissimilis*, *G. glutinata*, *Globorotalia pseudocontinua*;

зона *Globigerina woodi connecta* (нижняя часть) с аналогичной ассоциацией, в которой появляется указанная форма. Внутри этой зоны проходит граница палеогена и

неогена, хотя положение этой границы разными исследователями принимается по-разному.

Аналогичные ассоциации планктонных фораминифер встречены также в олигоценых отложениях западнее о-ва Тасмания (скв. 282), где установлены все три зоны новозеландской шкалы. В других скважинах на основании обедненных планктонных фораминифер определена только зона *Globigerina angiporoides angiporoides* (скв. 278) либо олигоценый возраст осадков условен (скв. 281).

В скв. 277 и 282 присутствует, вероятно, весь набор наннопланктонных зон новозеландской шкалы, хотя здесь вместо зон выделяются лишь интервалы с определенной ассоциацией наннопланктона, которые далее коррелируются с зонами Новой Зеландии [Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

В составе глубоководных олигоценых отложений по распределению силикофлагеллят установлены зона *Dictyochoa deflandrei* (верхний эоцен—верхний олигоцен) (скв. 280, 283), зона *Naviculopsis biapiculata* (верхний олигоцен) (скв. 278) и зона *Distephanus speculum pentagonus* (верхний олигоцен—нижний миоцен) (скв. 278) [Буку, 1975b].

В скв. 276, пробуренной на глубину 23 м в пределах глубоководной впадины к востоку от плато Кэмпбелл, был получен единственный образец прочных силицилитов, возможно, олигоценового возраста. Они перекрыты тонким чехлом песчано-гравийных отложений плиоцена.

Нами изучено распределение планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях, вскрытых скв. 277 на плато Кэмпбелл. Мы можем внести некоторые дополнения к стратиграфической разбивке Г. Дженкинса [Jenkins, 1975] и палеонтологической характеристике зональных подразделений.

Разрез начинается осадками верхнего палеоцена (интервал от обр. 277-46-4, 120—122 см до обр. 277-43-3, 36—38 см). Среди планктонных фораминифер доминируют мелкие глобигерины и *Zeauvigerina*; в подчиненных количествах экземпляров встречаются акаринины и турбороталии; совсем редки килеватые глобороталии. Комплекс фораминифер включает *Globigerina ex gr. triloculinoides*, *G. nana*, *G. compressaformis*, *G. velascoensis*, *G. quadritriloculinoides*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. soldadoensis*, *A. irrorata*, *A. esnaensis*, *A. intermedia*, *Chiloguembelina wilcoxensis*, *Zeauvigerina parri*, *Z. zealandica*, *Globorotalia imitata*, *G. aff. pseudomenardii*, *G. australiformis*. В обр. 277-45-3, 71—73 см обнаружены *Globorotalia occlusa*, *G. acutispira*, *G. aequa*. Наиболее вероятно отложения относятся к верхней части верхнего палеоцена (зона *Globorotalia velascoensis*).

Нижний эоцен четко подразделяется на две зоны:

зона *Globorotalia subbotinae* s.l. с индекс-видом, *G. aequa*, *G. wilcoxensis*, *G. australiformis*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerina compressaformis*, *G. eocaenica*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Zeauvigerina* spp. Она соответствует зоне *Globanomalina wilcoxensis* новозеландской шкалы. Интервал от обр. 277-43-2, 90—92 см до обр. 277-41-2, 51—53 см;

зона *Globorotalia aragonensis* s.l. с индекс-видом, *G. caucasica* (= *G. crater Finlay*), *G. formosa gracilis*, *G. subbotinae*, *G. wilcoxensis*, *G. planoconica*, *G. aff. australiformis*, *Acarinina soldadoensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. mckannai*, *Globigerina eocaenica*, *G. pseudoeocaena*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Zeauvigerina* spp. Совместно с ними встречаются редкие экземпляры *Acarinina interposita*, *A. pentacamerata*. Эта зона соответствует зоне *Globorotalia crater crater* новозеландской шкалы. Интервал от обр. 277-41-1, 110—112 см до обр. 277-37-2, 10—12 см.

В среднем эоцене хорошо распознаются все три зоны новозеландской стратиграфической шкалы:

зона *Pseudogloboquadrina primitiva* с многочисленными экземплярами индекс-вида, которому сопутствуют *Acarinina pseudotopilensis*, *A. triplex*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. eocaenica*, *G. posttriloculinoides*, *Pseudohastigerina micra*, *Zeauvigerina* spp. и редкие *Acarinina bullbrooki*, *A. apensis*, *A. pentacamerata*, *Globorotaloides turgida*, *Globigerina*

frontosa. В кровле присутствуют редкие мелкие *Globorotalia spinulosa* и *Acarinina rotundimarginata*. Интервал от обр. 277-36-3, 115—117 см до обр. 277-34-2, 90—92 см;

зона *Globigerapsis index*, где обильные экземпляры индекс-вида сопровождаются значительно более редкими *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. angiporoides minima*, *G. eocaenica*, *Zeauvigerina* spp., *Pseudohastigerina micra*, *Globigerinita unicava primitiva*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. bullbrooki*, *A. sp.* Интервал от обр. 277-34-1, 42—44 см до обр. 277-31-1, 40—42 см;

зона *Acarinina rugosoaculeata*, комплекс фораминифер которой включает индекс-вид (= *Globorotalia aculeata Jenkins*), *Globigerina subtriloculinoides*, *G. linaperta*, *G. angiporoides minima*, *G. praebulloides*, *Globigerapsis index*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina cubensis*, *Zeauvigerina* spp., *Globorotaloides suteri*. В базальных слоях еще нередко встречаются экземпляры *Pseudogloboquadrina primitiva*. Интервал от 277-30-5, 85—87 см до обр. 277-26-1, 101—103 см.

Верхний эоцен характеризуется *Globigerapsis index*, *G. aff. tropicalis*, *Globigerina angiporoides*, *G. galavisi*, *G. subtriloculinoides*, *G. linaperta*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerinita unicava primitiva*, *Globorotalia nana*. В верхах толщи появляются редкие *Globigerina brevis* и *Globorotalia gemma*. Интервал от обр. 277-25-2, 110—112 см до обр. 277-21-2, 40—42 см. Эти отложения соответствуют зоне *Globigerina linaperta* и нижней части зоны *Globigerina brevis* новозеландской шкалы. В осадках верхнего эоцена становятся многочисленными радиоларии.

Олигоценовые отложения в скв. 277 хорошо подразделяются на две стратиграфические единицы.

Комплекс планктонных фораминифер нижнего олигоцена состоит из обильных *Globigerina angiporoides angiporoides* в сочетании с обычными *Globorotalia munda*, *Globorotaloides suteri*, *G. testarugosa*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globigerinita unicava primitiva* и более редкими *Globigerina brevis*, *G. galavisi*, *Globorotalia gemma*, *G. pseudocontinua*. Интервал от обр. 277-20-5, 70—72 см до обр. 277-10-1, 60—62 см. Эти отложения сопоставляются с верхней частью зоны *Globigerina brevis* и зоной *Globigerina angiporoides* новозеландской шкалы.

Верхний олигоцен отмечен развитием *Globigerina euapertura*, *G. labiacrassata*, *G. ouachitaensis*, *G. angustiumbilitata*, *Globorotalia munda*, *G. nana*, *Globorotaloides suteri*, *G. testarugosa*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globigerinita unicava* (интервал от обр. 277-9-6, 118—120 см до обр. 277-1-4, 31—33 см). Осадки отвечают зоне *Globigerina euapertura* новозеландской шкалы. В нижней части данного интервала (от обр. 277-9-6, 118—120 см до обр. 277-6-4, 52—54 см) встречены нередко экземпляры *Globorotalia opima*, что позволяет коррелировать отложения с зоной *Globorotalia opima* тепловодной области. Выше появляются немногочисленные *Globigerina juvenilis*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia siakensis*, *G. aff. pseudokugleri*, а вид *G. opima* полностью отсутствует. Очевидно, осадки этого стратиграфического интервала соответствуют зоне *Globigerina siragoensis* субтропической—тропической шкалы.

Неоген

Неогеновые отложения в Австралийско-Новозеландском регионе развиты практически повсеместно, за исключением плато Кэмпбелл (скв. 277), где непосредственно на отложениях олигоцена залегают четвертичные осадки. В большинстве скважин они представлены карбонатными наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами, чистыми на относительно мелководных структурах (скв. 279, 281, 284) и с примесью терригенного материала в глубоководных впадинах (скв. 280, 282, 283). На юге этого района (скв. 278) в составе неогеновых отложений преобладают биогенно-кремнистые илы.

Осадки неогена повсеместно залегают на олигоценовых образованиях: иногда согласно (скв. 278), но чаще с размывом (скв. 280—283). В скв. 279 на хребте Маккуори они

перекрывают базальты океанического фундамента. В скв. 284 их взаимоотношение с более древними слоями неизвестно, так как бурение было прекращено в верхнемиоценовых осадках.

Осадки миоцена, представленного всеми тремя подотделами, пользуются широким распространением. Наиболее обычным типом осадков являются биогенные илы: карбонатные в скв. 279—282 и 284 и кремнистые или карбонатно-кремнистые в скв. 278. В некоторых скважинах карбонатные илы миоцена в значительной степени разбавлены терригенным материалом. Общая мощность миоценовых отложений колеблется от первых десятков метров в глубоководных впадинах, где иногда они частично уничтожены эрозией, до 80—175 м на подводных возвышенностях. Максимальную мощность (около 225 м) миоценовые отложения имеют во впадине Эмеральд, которая находится в пределах пояса кременнакопления.

Карбонатные осадки миоцена характеризуются довольно разнообразными планктонными фораминиферами. Однако среди них, как и в более древних отложениях, отсутствуют многие тепловодные виды, типичные для более низких широт. Это обстоятельство затрудняет прямую корреляцию отложений этого района с зональными подразделениями тропической—субтропической стратиграфической шкалы. Расчленение осадков миоцена осуществляется на основе новозеландской схемы Г. Дженкинса [Jenkins, 1971], корреляция которой с международной шкалой, как уже отмечалось, является дискуссионной.

В скв. 281 установлена вся последовательность миоценовых зон шкалы Г. Дженкинса; в остальных скважинах в связи с перерывами определены только некоторые зоны.

Зона *Globigerina woodi connecta* (верхняя часть) с индекс-видом, *G. woodi woodi*, *G. decoraperta*, *G. bradyi*, *G. eamesi*, *G. angustiumbilitica*, *G. juvenilis*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita dissimilis*, *G. glutinata*, *Globoquadrina dehiscentis*, *Globorotalia minutissima*, *G. pseudocontinua*, *G. praescitula*. Зона установлена в скв. 279, 281 и 282.

Зона *Globigerinoides trilobus trilobus*, в которой совместно с индекс-видом присутствуют *G. bradyi*, *G. juvenilis*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia miozea miozea*, *G. praescitula*, *G. zealandica*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Кровля зоны является, по мнению Г. Дженкинса, границей нижнего и среднего миоцена (скв. 278 и 281).

Зона *Praeorbulina glomerosa curva* устанавливается по появлению в разрезе индекс-вида. Ассоциация фораминифер включает практически все виды предыдущей зоны. Встречена в скв. 279 и 281.

Зона *Orbulina suturalis* с индекс-видом и многочисленными *Globigerina bradyi*, *G. bulloides*, *G. juvenilis*, *G. quinqueloba*, *G. woodi woodi*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia conica*. Эта зона присутствует в скв. 281 и, вероятно, в скв. 279.

Зона *Globorotalia mayeri mayeri* с индекс-видом, *G. mayeri continua*, *G. nympha*, *G. miotumida*, *G. scitula*, *Globigerina bradyi*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. woodi decoraperta*, *Globigerinita glutinata*. Граница среднего и верхнего миоцена условно проведена по кровле этой зоны. Отложения зоны *Globorotalia mayeri mayeri* вскрыты скв. 279—281.

Зона *Globorotalia miotumida miotumida* характеризуется индекс-видом, *G. miozea conoidea*, *G. panda*, *G. mayeri continua*, *G. nympha*, *G. scitula*, *Globigerina bradyi*, *G. bulloides*, *G. decoraperta*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Orbulina universa*. Эта зона установлена в скв. 282 и 284.

Зона *Globorotalia miozea conomiozea* (нижняя часть) определяется индекс-видом, сопровождаемым *G. miotumida miotumida*, *G. punctulata*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides*, *G. juvenilis*, *G. quinqueloba*, *G. decoraperta*, *Globigerinita glutinata* и редкими *Globigerina bradyi*, *Globorotalia miotumida miotumida*, *G. miozea conoidea*, *G. crassaformis*, *G. crassula* (скв. 281 и 284). Внутри этой зоны, по мнению Г. Дженкинса [Jenkins, 1975], проходит граница миоцена и плиоцена.

На юге этого региона (впадина Эмеральд) в связи с высокоширотным положением миоценовые отложения содержат весьма обедненную ассоциацию планктонных фораминифер.

минифер. Анализ фауны показывает, что ее низкое видовое разнообразие является также результатом воздействия процессов растворения, поскольку фораминиферы состоят преимущественно из резистентных видов.

На основании их распространения в разрезе миоценовых осадков скв. 278 выделены следующие местные зоны [Jenkins, 1975]:

зона *Globigerina woodi* (средний олигоцен—средний миоцен), нижняя граница которой проведена по исчезновению *G. angiporoides angiporoides*, верхняя — по появлению *Globorotalia conica*. Ассоциация фораминифер состоит из *Globigerina cf. bulloides*, *G. juvenilis*, *G. woodi woodi*, *Globorotalia nana*, *G. pseudocontinua*, *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*;

зона *Globorotalia conica* (средний миоцен), объем которой определяется стратиграфическим распространением индекс-вида. Кроме него здесь встречена только *Globigerina woodi woodi*;

зона *Globigerina bulloides* (средний—верхний миоцен), нижняя граница которой проведена по исчезновению *Globorotalia conica*, а верхняя (граница миоцена и плиоцена) маркируется появлением *G. puncticulata*. В осадках зоны встречена только *Globigerina bulloides*.

Разумеется, выделенные в этой скважине зоны не отвечают статусу субглобальных зональных подразделений. Границы между ними обоснованы не эволюционными событиями, а экологическим появлением или исчезновением тех или иных видов. Палеонтологическая характеристика выделенных зон столь скудна, что невозможна их корреляция не только с тропической—субтропической зональной схемой, но и с зональными подразделениями новозеландской шкалы.

Наннопланктон в миоценовых отложениях этого региона, хотя и имеет довольно высокое видовое разнообразие, характеризуется более низкой по сравнению с планктонными фораминиферами стратиграфической разрешаемостью. Здесь установлен весь набор миоценовых зон новозеландской зональной схемы: зона *Discoaster deflandrei* (нижний миоцен) (скв. 278, 279, 281, 282); зона *Cyclicargolithus neogammation* (средний миоцен) (скв. 278, 279, 281); зона *Reticulofenestra pseudoumbilica* (средний миоцен—нижний плиоцен) (скв. 278—282, 284) [Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

Плиоценовые отложения в юго-западной части Тихого океана развиты как на подводных возвышенностях (плато Тасманово, Челленджер, хребет Маккуори), так и в глубоководных впадинах Тасманова моря и Эмеральд. Повсеместно они представлены карбонатными наннопланктонными, фораминиферовыми или смешанными наннофораминиферовыми илами. Исключение составляет впадина Эмеральд (скв. 278), где плиоцен сложен диатомовыми илами. Как правило, плиоценовые осадки согласно залегают на миоцене и имеют мощность до 110 м на возвышенностях и первые десятки метров в глубоководных впадинах.

Расчленение осадков плиоцена произведено на основе новозеландских зональных шкал [Jenkins, 1975; Edwards, Perch-Nielsen, 1975]. Ассоциация планктонных фораминифер позволяет определить все зоны шкалы Г. Дженкинса [Jenkins, 1971]:

зона *Globorotalia miozea conomiozea* (верхняя часть) с индекс-видом, *G. miozea conoidea*, *G. puncticulata*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides*, *G. juvenilis*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *G. decoraperta*, *Globigerinita glutinata*, *Orbulina universa* (скв. 281, 284);

зона *Globorotalia puncticulata*, ассоциация которой включает многочисленные экземпляры индекс-вида, *G. crassaformis*, *Globigerina bulloides*, *G. juvenilis*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba* и редкие *G. bradyi*, *G. decoraperta*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia crassula*, *G. obesa*, *G. scitula*, *Orbulina universa*. Нижняя граница зоны проведена по исчезновению *Globorotalia miozea conoidea*, верхняя — по появлению *G. inflata*. Присутствует в скв. 278, 281, 284;

зона *Globorotalia inflata*, определяемая по присутствию многочисленных экземпляров индекс-вида, *G. crassaformis*, *G. puncticulata*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides*, *G. juvenilis*, *G. quinqueloba*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinoides ruber*, *Orbu-*

lina universa и редких *Globigerina bradyi*, *G. digitata*, *G. decoraperta*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globoquadrina altispira*. Верхняя граница, отмеченная появлением *Globorotalia truncatulinoides*, служит границей плиоцена и плейстоцена.

В разрезе плиоценовых отложений по наннопланктону фиксируются зоны *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Discoaster surculus*, *Discoaster brouweri* новозеландской зональной схемы [Edwards, Perch-Nielsen, 1975].

Четвертичные отложения

Четвертичные осадки, как правило, представлены теми же литологическими разностями, что и подстилающие образования, залегая на них согласно (скв. 278, 281, 283, 284) или со стратиграфическим перерывом, охватывающим разные интервалы. Наименьшую продолжительность (поздний плиоцен—ранний плейстоцен) он имеет в скв. 280; в скв. 282 и 279 перерыв соответствует плиоценовому и позднемииоценовому—раннеплиоценовому интервалу. Наибольшей продолжительностью этот перерыв характеризуется в скв. 277, где четвертичные осадки залегают на отложениях позднего олигоцена.

Ассоциация планктонных фораминифер плейстоцена близка к таковой плиоцена. В ней появляется *Globorotalia truncatulinoides*, которая маркирует границу плиоцена и плейстоцена и коррелирует отложения с плейстоценовой зоной *Globorotalia truncatulinoides*.

На основании довольно разнообразного наннопланктона четвертичные осадки сопоставляются с наннопланктонными зонами *Pseudoemiliana lacunosa* (верхняя часть) и *Coccolithus pelagicus*.

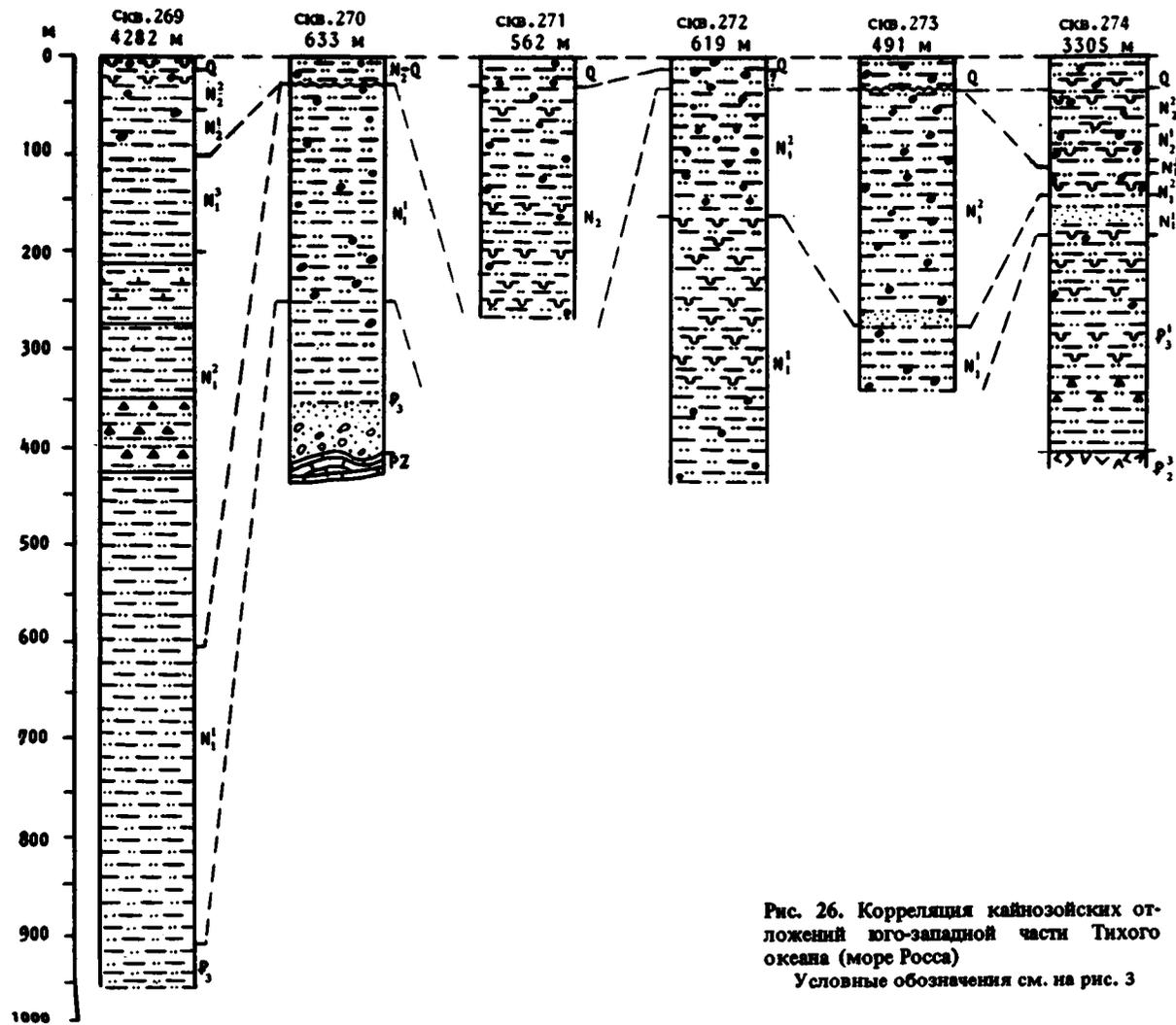
МОРЕ РОССА

В высокоширотной части юго-западного сектора Тихого океана кайнозойские отложения изучены также в море Росса (скв. 270—274) и в пределах восточного окончания Австрало-Антарктической котловины (скв. 269) (см. табл. 5). Лишь две скважины вскрыли фундамент: континентальный, сложенный полосчатым мрамором и известково-силикатным гнейсом (скв. 270); и океанический базальтовый (скв. 274) (рис. 26).

Близость района бурения к Антарктиде обусловила преобладание в разрезе кайнозоя терригенных осадков, видимая мощность которых колеблется от 260—430 м в море Росса до 950 м в Австрало-Антарктической котловине. В некоторых скважинах отдельные прослои обогащены биогенным кремнистым материалом. Практически по всему разрезу кайнозойских отложений в море Росса, начиная с олигоцена, в переменных количествах встречаются галька и угловатые обломки различных пород, являющихся продуктом ледового разноса.

Высокоширотное положение района бурения в течение кайнозоя и, вероятно, высокое стояние уровня карбонатной компенсации препятствовали накоплению на дне карбонатных осадков. По этой причине отложения кайнозоя в море Росса почти лишены остатков карбонатного планктона, и их расчленение производится на основе кремнистых микроорганизмов, которые характеризуются обедненным составом.

Наиболее древними кайнозойскими образованиями являются олигоценовые осадки, вскрытые скв. 270 и 274. В первой из них они представлены плохо сортированными песками, песчаниками и реголитами, которые вверх по разрезу переходят в глинистые и песчанистые алевриты и плотные алевритистые глины. Эти отложения мощностью около 160 м несогласно залегают на неровной поверхности раннепалеозойского кристаллического фундамента континентального типа. В скв. 274 осадки олигоцена перекрывают базальты океанического фундамента, вероятно, позднемииоценового возраста. В нижней половине разреза к ним относятся зеленовато-серые плотные алевритистые глины с кремнями, а выше — мягкие диагомные алевритистые глины, переходящие иногда в глинистые диатомовые илы. Мощность около 230 м.



Олигоценые отложения (алевроиты, глинистые алевроиты) пройдены также скв. 269, где они имеют мощность около 50 м.

Наиболее полной палеонтологической характеристикой отложения олигоцена отличаются в скв. 274, где встречена разнообразная ассоциация силикофлагеллят. Они коррелируют осадки с подзонами *Mesocena apiculata* и *Dictyochoa frenguelli* зоны *Dictyochoa deflandrei*, которая, по мнению П. Цизильского [Ciesielski, 1975], имеет раннеолигоценовый возраст. В верхней части разреза единственный вид планктонных фораминифер (*Globigerina angiporoides angiporoides*) и обедненная ассоциация наннопланктона (*Chiasmolithus altus*, Ch. cf. *oamaruensis*, *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococites scrippsae*, *Reticulofenestra* sp.) датируют отложения олигоценом [Kaneps, 1975; Burns, 1975].

Отложения олигоцена в скв. 270 исключительно бедны органическими остатками. Их олигоценовый возраст определен находкой двух экземпляров *Chiloguembelina subensis* и бентосных видов *Globobulimina* sp., *Gyroidinoides zealandica*, *G. allani*. Последний вид известен в Новой Зеландии только в олигоценовом интервале.

В скв. 269 олигоценовый возраст осадков установлен по присутствию наннопланктона — *Sphenolithus moriformis* и *Reticulofenestra bisecta*.

Отложения олигоцена в море Росса без видимого несогласия перекрыты нижнемиоценовыми осадками. Кроме того, они встречены в основании разреза скв. 272 и 273. В скв. 274 на границе олигоцена и миоцена, возможно, имеет место кратковременный стратиграфический перерыв [Ciesielski, 1975].

Миоценовые осадки, как и отложения олигоцена, являются преимущественно терригенными по составу с включениями материала ледового разноса галечной размерности. В скв. 272 и 274 в них значительна примесь диатомей. Мощность осадков в море Росса колеблется от 75 м (скв. 274) до 400 м (скв. 272). В скв. 269 в Австрало-Антарктической котловине миоцен представлен отложениями нижнего, среднего и верхнего подотделов и имеет мощность около 850 м. Он сложен чередующимися глинами, алевроитовыми глинами, глинистыми алевроитами, алевроитами и тонкозернистыми песками; в верхней половине разреза присутствуют кремни и прослойки, обогащенные наннопланктоном.

Палеонтологическая характеристика отложений миоцена исключительно бедная. Их возрастные датировки часто имеют весьма условный характер. Здесь выделены нижне-, средне- и верхнемиоценовые интервалы, границы между которыми, как правило, проведены внутри пачек, лишенных каких-либо органических остатков.

Нижний миоцен выделен условно в скв. 269, 270, 272–274 по присутствию в осадках некоторых видов диатомей (*Coscinodiscus apiculatus*, *Aulacodiscus brownii*), планктонных фораминифер (*Globigerinita unicava*, *G. dissimilis*), наннопланктона (*Discoaster deflandrei*).

Средний миоцен установлен в скв. 269 и 272–274 по наличию в отложениях диатомей — *Denticula antarctica*, *D. hustedtii*, *D. lauta*, *Coscinodiscus apiculatus*, *Melosira sulcata*, *Stephanopyxis turris*, *Trinacria excavata*, что позволяет выделить местные зоны *Denticula antarctica*, *Denticula antarctica* — *Denticula lewisianus*, *Denticula lauta* — *Denticula antarctica* [McCollum, 1975].

Верхний миоцен фиксируется в скв. 269 и 274 на основании диатомей — *Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus endoi*, *Denticula hustedtii*, *D. lauta*, *Trinacria excavata* (зона *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta*) [McCollum, 1975]; силикофлагеллят — *Dictyochoa pseudofolia*, *D. cf. boliviensis*, *D. speculum*, *Mesocena circulus*, *M. diodon*, *M. apiculata* (зона *Mesocena circulus*) [Ciesielski, 1975]; радиолярий — *Theocalyptra bicornis spongothorax*, *Amphistylus angelinus*, *Eucyrtidium cienkowskii*, *E. calvertense*, *E. inflatum*, *Cyrtocapsella tetrapera*, *Dendrospyris megaloccephalis*, *Prunopyle hayesi*, *Stylatractus universus* (зона *Theocalyptra bicornis spongothorax*) [Chen, 1975].

Плиоценовые отложения встречены в скв. 269, 271 и 274. По составу они почти ничем не отличаются от подстилающих миоценовых осадков, с которыми связаны постепенным переходом.

Осадки плиоцена характеризуются разнообразной ассоциацией кремневых организмов, которые позволяют провести их детальное расчленение на основе местных зональных шкал. Здесь выделены зоны *Denticula hustedtii* (верхняя часть), *Nitzschia praeinterfrigidaria*, *Nitzschia interfrigidaria*, *Coscinodiscus insignis*, *Coscinodiscus kolbei* — *Rhizosolenia barboi* по диатомеям, зоны *Dictyochoa pseudofibula*, *Distephanus boliviensis*, *Distephanus speculum* В по силикофлагеллятам [Ciesielski, 1975].

Нижняя часть плиоценовых осадков содержит разнообразные радиолярии, которые коррелируют эту часть разреза с зоной *Helotholus vema* (нижний плиоцен). Выше по разрезу видовой состав радиолярий обедняется и не позволяет провести зональное расчленение этих отложений [Chen, 1975].

Отложения четвертичного периода относительно маломощным чехлом покрывают более древние слои. Они согласно располагаются на осадках верхнего плиоцена (скв. 269, 271, 274) либо с размывом перекрывают нижний миоцен в скв. 270 и средний миоцен в скв. 273. В скв. 272 взаимоотношение четвертичных и более древних отложений неизвестно.

Четвертичные отложения представлены глинистыми алевритами и алевритистыми глинами с включениями материала ледового разноса галечной размерности. В скв. 269 и 274 диатомовые водоросли позволяют выделить зоны *Coscinodiscus elliptopora* — *Actinoscyclus ingens* и *Coscinodiscus lentiginosus* [McCollum, 1975]. Ассоциация силикофлагеллят коррелирует отложения с зоной *Distephanus speculum* А [Ciesielski, 1975]. В четвертичных осадках скв. 271 и 273 встречены редкие *Globigerina pachyderma* и *G. megastoma*. Мощность осадков колеблется от первых метров до 30—35 м.

ВПАДИНА БЕЛЛИНГСАУЗЕНА

Юго-восточная часть Тихого океана является наименее изученным в геологическом отношении регионом. Здесь пробурено всего четыре скважины (скв. 322—325), которые расположены в пределах глубоководной котловины Беллингаузена к югу от 60° ю.ш. (табл. 6^а; см. рис. 2). Все они вскрыли глубоководные кайнозойские осадки, самые древние из которых имеют датский возраст (рис. 27) [Hollister, Craddock et al., 1976].

Наиболее древние отложения известны в скв. 323, где они представлены темными красновато- и желтовато-коричневыми плотными глинами. Палеоценовый (датский) возраст этих осадков установлен на основании обедненной ассоциации планктонных фораминифер и наннопланктона. Планктонные фораминиферы включают *Globigerina edita*, *G. fringa*, *G. trilocolinoides*, *G. cf. nana*, *Globoconusa daubjergensis*, *Acarinina cf. inconstans*, *Chiloguembelina crinita*, *C. gradata*, *C. cf. midwayensis strombiformis*, *C. cf. subtriangularis*. По мнению Ф. Рёгла [Rögl, 1976b], эта ассоциация по присутствию *Globigerina edita* коррелирует осадки с зоной *Globigerina edita*, выделенной А. Хиллебрандом [Hillebrandt, 1965] в основании палеоценового разреза Зумайя (Испания).

Раннепалеоценовый (датский) возраст отложений подтверждается наннопланктоном — *Cruciplacolithus tenuis*, *Coccolithus cavus*, *Chiasmolithus danicus*, *Ericsonia subpertusa*, *Prinsius martinii*, *P. aff. bisulcus*, *Zygodiscus sigmoides*, *Z. adamas*, *Marcalius astroporus*, *Thoracosphaera deflandrei*, *T. sahea*, *Hornibrookina aff. teuriensis*. Осадки соответствуют зонам *Cruciplacolithus tenuis* и *Chiasmolithus danicus* стратиграфической шкалы Е. Мартини [Martini, 1971]. В большом количестве встречены также кальцисферулиды, которые отнесены к четырем новым видам рода *Pythonella* [Rögl, 1976a].

Взаимоотношение датских отложений с подстилающими маастрихтскими и перекрывающими олигоцен?-нижнемиоценовыми осадками неизвестно, так как они разделены слоями, лишенными органических остатков. Мощность достоверных датских отложений составляет около 7 м.

Отложения большей части палеогена не установлены в пределах юго-восточного сектора Тихого океана. Возможно, какая-то их часть присутствует в нерасчлененном интервале скв. 323 мощностью около 150 м между датским ярусом и нижним миоценом.

Таблица 6
Положение скважин, вскрывших кайнозойские отложения
в юго-восточной части Тихого океана

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Район
	ю.ш.	з.д.		
322	60° 01,4'	79° 25,5'	5026	Котловина Беллинсгаузена
323	60 40,8	97 59,7	4993	То же
324	69 06,2	98 46,2	4449	"
325	65 02,8	73 40,4	3745	"

В данном интервале встречаются только агглютированные фораминиферы родов *Grirostomoides*, *Glomospira*, *Recurvoides*, *Reophax*, *Rhabdammina*, *Rhizammina* и других. Возраст этих отложений по присутствию *Cyclammina* cf. *japonica*, *Haplophragmoides* *carinatus* определен условно как олигоцен-раннемиоценовый [Rögl, 1978b], но датировка не контролируется никакой другой группой ископаемых организмов.

Отложения миоцена изучены в скв. 322, 323, 325; в скв. 324 бурение было прекращено в плиоценовых осадках. Миоцен сложен в нижней части переслаивающимися песчаниками, алевролитами, плотными глинами и алевролитистыми глинами; выше преимущественно развиты глины и алевролитистые глины с диатомеями. В скв. 323 и 325 в них присутствуют прослойки кремней.

В разрезе миоценовых отложений этого района достоверно установлен нижнемиоценовый интервал, вскрытый скв. 325, и верхнемиоценовый интервал в скв. 322 и 325.

В скв. 322 к олигоцену — нижнему миоцену условно отнесена пачка мощностью 10–15 м переслаивающихся песчаников, алевролитов и алевролитистых глин, залегающих на базальтах океанического фундамента и содержащих агглютированные фораминиферы — *Haplophragmoides* *carinatus*, *Cyclammina* *incisa*, *C.* cf. *japonica*, *C.* cf. *rotundata* [Rögl, 1976b]. К-Аг возраст базальтов — 10–15 млн лет [Seideman, 1976], по мнению участников 35-го рейса [Hollister, Craddock et al., 1976], является геологически нерезультативной, заниженной оценкой. Аналогичная ассоциация бентосных фораминифер встречается в скв. 323 в интервале 510–630 м, который также условно датирован олигоценом — ранним миоценом [Rögl, 1976b].

Достоверные отложения нижнего миоцена содержат разнообразную фауну бентосных фораминифер, включающих как агглютированные — *Cyclammina* *incisa*, *C.* *japonica*, *C.* cf. *rotundata*, *Haplophragmoides* *carinatus*, так и секреторные виды — *Laticarinina* *rauperegata*, *Purgo* *murrhina*, *Gyroidina* sp. Они свидетельствуют о глубоководных условиях осадконакопления. Раннемиоценовый возраст отложений подтверждается находками в нижней части разреза планктонных фораминифер *Globorotalia* *zealandica* *incognita* и *Globorotalia* ex gr. *peripheroronda* [Rögl, 1976b]. Редкий известковый наннопланктон в этих осадках датирует их лишь олигоценом—миоценом [Наг, 1976].

Раннемиоценовый возраст этих отложений согласуется с присутствием в них многочисленных видов *Bolboforma* — микроорганизмов, возможно принадлежащих к хризомонадам (*B.* *clodinsi*, *B.* cf. *rotunda*, *B.* *spinosa*, *B.* *laevis*), сходных с представителями этого рода из раннего миоцена северных районов ФРГ [Rögl, Hochuli, 1976].

Отложения среднего миоцена на юго-востоке Тихого океана не установлены, хотя присутствие их ни в одной из трех скважин (322, 323, 325) нельзя исключить из-за чрезвычайно плохой палеонтологической характеристики осадков.

Достоверные отложения верхнего миоцена встречаются в скв. 322 и 325. Известковый планктон в них отсутствует, и возраст определяется по кремневым микроорганизмам. Ассоциация радиолярий в верхнемиоценовом интервале состоит из видов *Theocalyptra*

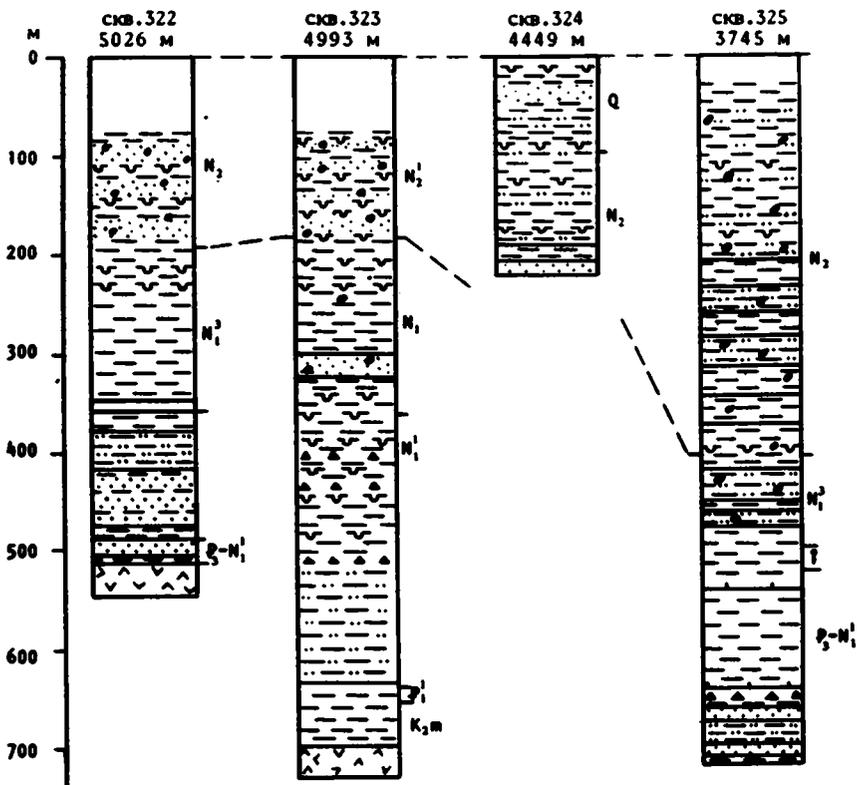


Рис. 27. Корреляция кайнозойских отложений юго-восточной части Тихого океана (море Беллингаузена)

Условные обозначения см. на рис. 3

bicornis spongothorax, *Stylatractus universus*, *Prunopyle hayesi*, *Stichocorys peregrina*, *Eucyrtidium calvertense*, *E. inflatum*, *Actinomma tanyacantha*, *Antarctissa conradae*, *A. antedenticulata*. По мнению Ф. Вивера [Weaver, 1976a], осадки коррелируются с зоной *Theocalyptra bicornis spongothorax* зональной шкалы П. Чена [Chen, 1976]. В скв. 322 ассоциация лишена индекс-вида и ее зональная принадлежность не ясна. Присутствие в этих отложениях диатомей *Denticula hustedtii* и *Trinacria excavata* также датирует их поздним миоценом (зона *Denticula hustedtii*) [Schrader, 1976].

В скв. 323 верхнемиоценовые осадки, возможно, развиты в интервале между нижнемиоценовыми и нижнеплиоценовыми отложениями, лишенном органических остатков, за исключением некоторых видов радиолярий с широким стратиграфическим диапазоном.

Наиболее широко во впадине Беллингаузена распространены осадки плиоценового возраста, которые вскрыты всеми четырьмя скважинами. Они представлены переслаивающимися песками, алевритами и глинами с диатомовыми водорослями и материалом ледового разноса. Повсеместно они без видимого несогласия перекрывают миоценовые осадки и имеют видимую мощность от 125 м в скв. 322 до 380 м в скв. 325. В скв. 324 взаимоотношение с миоценом неизвестно, так как скважина не вышла из толщи плиоценовых осадков мощностью около 95 м.

В палеонтологическом отношении характеристика этих отложений оставляет желать лучшего. Лишь в отдельных прослоях встречены исключительно редкие планктонные фораминиферы (*Globigerina pachyderma*, *G. bulloides*); наннопланктон не обнаружен ни в одной из скважин. Наиболее разнообразный видовой состав имеют кремневые

микроорганизмы, которые часто позволяют провести зональное расчленение отложений. Здесь установлены: зоны *Denticula hustedtii* (верхняя часть), *Nitzschia praeinterfrigidaria*, *Nitzschia interfrigidaria* по диатомеям [Schrader, 1976]; зоны *Theocalyptra bicornis spongothorax* (верхняя часть), *Helotholus vema* по радиоляриям [Weaver, 1976a]; зона *Dictyochoa pseudofibula* (середина раннего плиоцена) (скв. 323) и зона *Distephanus boliviensis* (средняя часть плиоцена) (скв. 323–325) по силикофлагеллятам [Haq, Riley, 1976].

Отложения плейстоцена изучены в скв. 324, где к ним относятся серые глины с прослоями хорошо сортированного кварцевого алевролита, местами диатомовые и с примесью материала ледового разноса размерностью от песчаной до галечной. Встречен также прослой с железомарганцевыми конкрециями. В остальных скважинах четвертичные отложения были, вероятно, разрушены при бурении.

Плейстоценовые отложения характеризуются довольно разнообразными радиоляриями зон *Saturnalia circularis* и *Antarctissa denticulata* [Weaver, 1976a] и диатомеями, позволяющими определить зоны *Actinocyclus ingens*, *Rouxia californica* и *Nitzschia keruelensis* [Schrader, 1976]. Мощностъ отложений плейстоцена в скв. 324 составляет около 100 м. Взаимоотношение с плиоценом неизвестно, так как осадки разделены приблизительно 70-метровым интервалом, лишенным органических остатков.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СМЕЖНЫХ КОНТИНЕНТОВ

Морские отложения кайнозойского возраста развиты на всех континентах, омываемых Южным океаном. Площади их распространения, палеонтологическая характеристика и степень изученности в пределах этих континентов различны, так же как и условия их накопления. Обычно они представлены относительно мелководными осадками с разнообразной бентосной микрофауной; реже развиты пелагические фации с планктонными микроорганизмами.

Очень кратко мы рассмотрим разрезы кайнозойских осадков Южной Америки, южного и юго-западного побережий Австралии, о-ва Тасмания и Новой Зеландии.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

В высокоширотной части Южно-Американского континента кайнозойские отложения выполняют ряд осадочных бассейнов, расположенных вдоль восточного побережья Аргентины. Самым крупным из них является Магелланов (или Австралийский), продолжением которого к северу в пределах шельфа и склона служат бассейны Мальвинский, Сан-Хорхе, Колорадо, Саладо [Urien, Zambrano, 1973].

Наиболее изученными в литологическом, стратиграфическом и палеонтологическом отношении являются кайнозойские отложения в Магеллановом бассейне. В его южной части развиты относительно глубоководные (1000–2000 м) фации. На северной периферии преобладают мелководные (до континентальных) фации. Изучению этих отложений и содержащихся в них планктонных и бентосных фораминифер посвящены работы многих аргентинских и американских исследователей [Malumian, 1982; Malumian, Ramos, 1984; Malumian, Masiuk, 1971, 1972, 1973; Malumian et al., 1971; Todd, Kniker, 1952; Natland et al., 1974; Urien, Zambrano, 1973].

Детальное описание сводного разреза кайнозойских отложений Магелланова бассейна и характеристика содержащейся в них фауны планктонных и бентосных фораминифер приведены в работе Дж. Нэтленда с соавторами [Natland et al., 1974]. Снизу вверх последовательность отложений может быть представлена в таком виде.

1. На отложениях позднемелового (маастрихтского) возраста согласно залегает толща переслаивающихся темно-зеленых глинистых песчаников, обогащенных глауконитом. Они характеризуются обедненной ассоциацией планктонных фораминифер (*Globigerina triloculinoides*, *Globoconus daubjergensis*, *Globorotalia pseudobulloidis*) и разнообразными бентосными формами, среди которых преобладают *Lenticulina klag-*

shamnensis, Nonionella sp., Marginulina sp., Nodosaria latejugata, N. affinis, Frondicularia cf. jarvisi, Anomalinoides acuta, Alabamina midwayensis, Quadrimorphina allomorphinoides, Siphogenerinoides elegantus, Gyroidinoides patagonicus. На основании этого комплекса фораминифер осадки датированы датским ярусом [Malumian et al., 1971]. Отложения датского возраста относятся к германскому ярусу аргентинской стратиграфической шкалы и имеют непостоянную мощность, колеблющуюся от нескольких метров на востоке бассейна до 300 м и более в его западной части. Накопление осадков произошло в открытом морском бассейне с глубинами 1000—2000 м.

2. Выше залегают породы оасийского яруса, представленные преимущественно плотными темно-коричневыми глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. Эти отложения распространены только в западной части бассейна, где они имеют мощность более 700 м и содержат бентосные фораминиферы — *Spiroplectammina grzybowskii*, *Anomalina rubiginosa*, *Bulimina gonzalezi*, *Gyroidina infrarosa*, *Epistominella texana*.

Отложения оасийского яруса по своему стратиграфическому положению соответствуют верхней половине палеоцена. Как и подстилающие осадки германского яруса, они накапливались в условиях открытого морского бассейна на глубинах 1000—2000 м.

3. Далее по разрезу они согласно сменяются массивными серыми алевролитами и аргиллитами с редкими маломощными прослоями плотных коричневых известняков и глинистых песчаников с многочисленными известковыми конкрециями (формация Агуа-Фреска). Эти отложения мощностью около 1000 м относятся к мансанскому ярусу и характеризуются редкими планктонными (*Pseudohastigerina micra*, *Globorotaloides turgida*, *Globigerina patagonica*) и разнообразными бентосными фораминиферами, которые насчитывают несколько десятков видов. Из них наиболее важными в стратиграфическом отношении являются *Spiroplectammina brunswickensis*, *Allomorphina conica*, *Cibicides pseudoconvexus*, *Anomalinoides cf. orbiculus*, *Elphidium aguafrescaense*, *Osangu-laria brunswickensis*, *Bulimina corrugata*. Фораминиферы датируют отложения мансанского яруса ранним эоценом.

4. Темно-серые песчаные алевролиты брунзвикского яруса мощностью около 350 м с разнообразными фораминиферами и радиоляриями. Ассоциация планктонных видов включает *Globigerina cf. linaperta*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia collactea*, *Globigerapsis index* и свидетельствует о среднем эоцене. Среди бентосных видов преобладают *Spiroplectammina adamsi*, *Dorothia principensis*, *Bathysiphon eocenicus*, *Elphidium patagonicum*, *Textularia magallanica*, *Anomalinoides cf. orbiculus*, *Cibicides pseudoconvexus*, *Lenticulina inornata*, *Heterolepa haidingeri*, *Hopkinsina aff. danvillensis*, *Gyroidinoides soldanii*, *Quadrimorphina advena*.

5. Серые алевролиты и песчаные алевролиты кларенсийского яруса мощностью около 150 м с единичными планктонными фораминиферами и обедненной ассоциацией бентосных фораминифер, в которой преобладают *Tritaxia cf. chileana*, *Robulus spp.*, *Lenticulina cf. asperuliformis*, *Elphidium cf. patagonicum*. Отложения соответствуют нижней части верхнего эоцена и согласно залегают на породах брунзвикского яруса.

6. Светло-серые алевролиты и песчаные алевролиты моритского яруса мощностью около 500 м; содержат радиолярии (*Spumellaria*) и бентосные фораминиферы (*Mectina elongata*). Согласно залегают на кларенсийских образованиях и по своему стратиграфическому положению отвечают средней части верхнего эоцена.

7. Отложения камеронского яруса (верхний эоцен — нижний олигоцен), согласно сменяющие моритские алевролиты, представлены преимущественно светло-серыми песчанистыми алевролитами и алевритистыми песчаниками с редкими прослоями тонкозернистых и среднезернистых песчаников с фауной бентосных фораминифер. Среди последних преобладают *Asterigerina sp.*, *Nonionella grateloupi punctulata*, *Cyroidina soldanii*, *Astrononion cf. pusillum*, *Cibicides cf. pseudoconvexus*, *Anomalinoides pinguiglabra*, *Buccella cf. iota*. В верхней части камеронского яруса появляются *Marginulina knikerae*, *Vaginulinella severini*, *Pullenia bulloides*. Характерными видами этого яруса являются также *Boltovskoyella argentinensis*, *B. patagonica* [Malumian, Masiuk, 1972]. Максималь-

ная мощность отложений составляет 750 м. Накопление их происходило в морском бассейне на глубинах 1000–2000 м.

8. Росарский ярус, соответствующий, вероятно, верхнему олигоцену и базальным слоям нижнего миоцена. Сложен светло-серыми алевролитами и песчанистыми алевролитами с редкими прослоями темнозернистых песчаников, обогащенными глауконитом. Мощность около 550 м. Фораминиферы представлены бентосными видами, среди которых доминируют *Cibicides aknerianus*, *Nonionella pulchella*, *Rectuvigerina ongleyi*, *Spirolocamina tenuis*, *Criboelphidium* cf. *strattoni*. Литологический состав отложений и присутствие видов *Cribrorotalia* и *Buccella* свидетельствуют о некотором обмелении бассейна, глубина которого в это время, очевидно, не превышала 500 м. Отложения росарского яруса венчают разрез палеогена в Магеллановом бассейне общей мощностью около 4300 м. Они согласно сменяются осадками неогена, в составе которого выделяются мирадорский, гавиотский, себастианский, макферсонский и дивисадерский ярусы.

9. Мирадорский ярус отвечает самой нижней части миоцена и сложен зеленовато-серыми разнозернистыми (от тонко- до грубозернистых) глауконитовыми песчаниками, переслаивающимися со светло-серыми алевролитами и аргиллитами. Породы обогащены органическим веществом, обломками и целыми раковинами моллюсков и бентосных фораминифер. Среди последних установлены *Karreriella cushmani*, *Psammopelta venezuelana*, *Spirolocamina tenuis*, *Hoeglundina elegans*, *Sphaeroidina bulloides*, *Pullenia bulloides*, *Gyroldina soldanii*, *Cassidulina* cf. *brocha*. Совместно с фауной моллюсков они свидетельствуют о колебаниях глубины бассейна, в котором происходило накопление осадков, от 500 до 1000 м. На западе бассейна условия, скорее всего, были лагунными. Мощность мирадорских отложений в восточной глубоководной части бассейна достигает 580 м.

10. Гавиотский ярус представлен преимущественно светло-серыми песчанистыми алевритами, более грубозернистыми в основании разреза. В западной части бассейна отложения содержат большое количество органического вещества, фрагменты и целые раковины устриц и других моллюсков и мелководные виды бентосных фораминифер — *Buccella depressa*, *Florilus scaphus*, *F.* cf. *boveanus*. Осадки на востоке бассейна характеризуются более глубоководными видами бентосных фораминифер — *Cyclammina cancellata*, *Pullenia bulloides*, *Hoeglundina elegans*, *Gyroldina soldanii*, *Robertina arctica*, *Praglobobulimina pupoides*. Глубина накопления осадков в западных районах бассейна составляла 10–30 м, в восточной части — до 1000 м. Максимальная мощность достигает 320 м.

11. Себастианский ярус мощностью около 280 м сложен зеленовато-серыми и коричневыми алевролитами, переслаивающимися с континентальными лигнитами и конгломератами и с редкими линзами морских мелководных лагунных и пляжных осадков. Эти отложения условно относятся к нижнему и среднему миоцену. Из фауны обнаружены лишь редкие фрагменты раковин моллюсков (*Ostrea*). Встречаются также панцири диатомей.

12. Макферсонский ярус (вероятно, верхний миоцен) состоит из зеленовато-серых грубозернистых песчаников и конгломератов с прослоями серых алевролитов, обогащенных глауконитом и органическим веществом. Осадки содержат обедненную ассоциацию бентосных фораминифер — *Buccella depressa*, *Nonionella auris*, *N. pulchella*, *Trifanina angulosa* совместно с разнообразными моллюсками, остракодами и иглами морских ежей. Мощность макферсонского яруса достигает 550 м. Накопление осадков на востоке происходило в прибрежной полосе морского бассейна на глубинах 10–30 м и в континентальных условиях в северо-западной его части.

13. В дивисадерском ярусе (верхняя часть миоцена — низы плиоцена) преобладают континентальные фации — светло-серые туфы и вулканические пеплы, переслаивающиеся с голубовато-серыми песчаниками и конгломератами. Органические остатки морского происхождения (фрагменты раковин моллюсков, диатомей) встречены лишь в отдельных слоях на востоке бассейна. Мощность около 400 м.

14. Разрез кайнозоя в Магеллановом бассейне заканчивается отложениями шлейстоценового возраста (масийский ярус) — тонкозернистыми до грубозернистыми песчаниками и гравелитами ледникового происхождения, слабо сцементированными глинистым материалом. В отдельных морских прослоях содержатся редкие раковины бентосных фораминифер (*Elphidium crispum* и др.).

Общая мощность кайнозоя Магелланова бассейна составляет около 6,5 км. В его восточной части морские отложения образуют почти непрерывный разрез; на западе бассейна в позднем кайнозое они чередуются с континентальными фациями.

Морские кайнозойские отложения и содержащаяся в них фауна в более северных бассейнах изучены в меньшей степени. Имеются лишь отдельные работы, в которых приведен анализ планктонных и бентосных фораминифер некоторых интервалов кайнозоя этих бассейнов [Bertels, 1964; Malumian, 1970, 1972; Malumian, Masiuk, 1973].

В осадочном бассейне Сан-Хорхе изучено распределение планктонных и бентосных фораминифер в формации Саламанка датского возраста. Эта формация мощностью 160 м сложена в нижней части (120 м) тонкозернистыми разностями осадков (аргиллиты, алевролиты, тонкозернистые песчаники); выше по разрезу отложения становятся более грубозернистыми и представлены песками мощностью 30 м. Венчается формация пачкой глинистых осадков мощностью около 10 м. По всему разрезу присутствуют разнообразные бентосные фораминиферы, радиолярии и спиккулы губок. В основании формации встречены планктонные фораминиферы *Globorotalia compressa* и *Globoconusa daubjergensis*, которые и датируют отложения датским ярусом.

Среди бентосных фораминифер определены *Haplrophragmoides* sp., *Cyclammina garciassoi*, *Spiroplectammina laevis*, *Dentalina pauperata*, *Nodosaria latejugata*, *Lenticulina chubutensis*, *Discorbinella lucifera*, *Gyroldinoides patagonicus*, *Gavelinella midwayensis*, *G. regina*, *Anomalinoidea andreisis*, *A. acuta*, *Bulimina quadrata*, *Buliminella isabelleana* и др. [Bertels, 1964].

Отложения формации Саламанка перекрыты морскими паралическими образованиями эоценового—раннеолигоценового возраста, слагающими формации Рио-Чико и Сармиенто [Urien, Zambrano, 1973].

В пределах бассейна Колорадо, расположенного севернее бассейна Сан-Хорхе, кайнозойские осадки слагают формации Педро-Луро (палеоцен), Эльвира (нижний—средний эоцен), Барранка-Финаль (верхний олигоцен—миоцен) и Белен (плиоцен) и представлены морскими и паралическими фациями общей мощностью около 2 км. Формация Педро-Луро сложена мелководными карбонатными осадками, чередующимися с зеленовато-серыми или темно-серыми глинами и песчаниками. Нижняя часть формации имеет позднемеловой (маастрихтский) возраст, верхние слои отнесены к палеоцену. В последних присутствуют разнообразные бентосные фораминиферы — *Lenticulina klagschamensis*, *L. wilcoxensis*, *Nodosaria affinis*, *Gavelinella midwayensis*, *Alabama midwayensis*, *Anomalinoidea acuta*, *Cibicides alleni*, *C. succedens*, *Gyroldinoides patagonicus*, *Baggatella coloradoensis*, *Pulsiphonina prima*, *Buliminella isabelleana*, а также три вида планктонных фораминифер — *Globoconusa daubjergensis*, *Globigerina triloculinoidea*, *Globorotalia pseudobulloidea*, что указывает на датский возраст [Malumian, 1970; Malumian, Masiuk, 1973].

Отложения формации Эльвира по своей литологической характеристике близки к подстилающим образованиям, отличаясь от них большим количеством карбонатных прослоев, и датированы эоценом — ранним олигоценом [Urien, Zambrano, 1973].

Формация Барранка-Финаль сложена морскими паралическими осадками с разнообразной фауной планктонных и бентосных фораминифер. Ассоциация последних насчитывает более 80 видов, из которых наиболее часто встречаются *Textularia gramen*, *Spiroloculina depressa*, *Lenticulina calcar*, *L. rotulata*, *L. peregrina*, *Quinqueloculina patagonica*, *Q. lamarckiana*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Pullenia quinqueloba*, *Oridor-salis umbonatus*, *Nonionella auris*, *Buccella frigida*, *Nonion affine*, *Cribrorotalia hornibrooki*, *Cancris sagra*, *Elphidium gunteri*, *Bulimina mexicana*, *Uvigerina peregrina*, *Cassidulina crassa*, *C. laevigata*. На основании планктонных фораминифер в составе форма-

ции выделяются нижний олигоцен с *Globigerina brevis* и *G. officinalis*, верхний олигоцен с *Globorotalia opima*, *G. obesa*, *Globigerina woodi*, *G. ciperoensis*, *G. anguliofficialis*, *G. woodi connecta* и нижний миоцен с *Gassigerinella chipolensis*, *Globigerina woodi woodi*, *G. ex gr. bulloides*, *Globigerinella glutinata*. Разрез кайнозоя в бассейне Колорадо заканчивается параличскими отложениями формации Белен плиоценового возраста.

В меньшей степени изучена микрофауна в морских кайнозойских отложениях бассейна Саладо, относящихся к формациям Чилкас (палеоцен — нижний эоцен), Фрай-Бентос (верхний олигоцен — миоцен) и Парана (плиоцен) общей мощностью около 2 км. Данные по фораминиферам из верхнемиоценовых отложений бассейна Саладо [Malumian, Masuik, 1973] свидетельствуют о том, что они характеризуются присутствием видов, которые в настоящее время обитают вблизи Атлантического побережья Южной Америки на аналогичных широтах. Планктонные фораминиферы представлены правозавитой формой *Globigerina pachyderma*; среди бентосных видов доминируют *Purgo ringens*, *Quinqueloculina seminulum*, *Buccella peruviana campsi*, *Rotalia parkinsoniana*.

Как показывает анализ планктонных и бентосных фораминифер из кайнозойских отложений высокоширотной части Южно-Американского континента, они имеют относительно холодноводный облик, что проявляется в монотонности состава планктонных видов и в отсутствии среди них килеватых форм. Наблюдается значительное сходство с третичной микрофауной Южной и Западной Австралии и Новой Зеландии. Вместе с тем на фоне широкого распространения в кайнозое холодноводных комплексов фораминифер на некоторых уровнях эоцена и миоцена среди них отмечено присутствие ряда относительно тепловодных форм, что свидетельствует о повышении температуры вод. Возрастание тепловодности фауны фораминифер в нижнеэоценовое и ниже-среднемиоценовое время отмечено также в Южной Австралии и Новой Зеландии. В высокоширотной части Южной Америки оно проявилось в меньшей степени, что нашло отражение в отсутствии здесь таких тепловодных родов, как *Cycloclipeus*, *Asterocyclina* в эоценовых и *Heterostegina*, *Nephrolepidina*, *Amphistegina*, *Hauerina*, *Peneroplis* в миоценовых комплексах бентосных фораминифер [Malumian, Masiuk, 1973].

Южное окончание Южной Америки (Огненная Земля) проливом Дрейка отделено от Южных Шетландских островов, переходящих по простиранию в структуры Антарктического полуострова Антарктиды.

На о-ве Короля Георга, входящем в архипелаг Южных Шетландских островов, кайнозойские ледниково-морские отложения образуют формацию Полонез-Коув. Нижняя часть этих отложений, так называемые "конгломераты с пектенами", содержит разнообразные органические остатки, среди которых определены планктонные и бентосные фораминиферы, кокколлиты, диатомеи, хризомонады, мшанки, брахиоподы, двустворки, гастроподы, остракоды и иглокожие. Фораминиферы включают редкие экземпляры планктонных *Globigerina* и *Globorotalia* и виды бентосных *Purgo*, *Lagena*, *Nodosaria*, *Parafissurina*, *Parrellina*. Предварительное определение микрофоссилий свидетельствует о плиоценовом возрасте отложений, что подтверждается также двустворчатыми моллюсками (*Chlamys anderssoni*). Фауна позволяет коррелировать осадки с аналогичными образованиями о-ва Кокбарн (район Антарктического полуострова). Литологические и текстурные особенности отложений и характер содержащихся в них морских фаун и флоры указывают на прибрежные перигляциальные условия их образования.

АВСТРАЛИЯ

Морские отложения кайнозоя в Австралии известны у ее южной и западной окраин, где они выполняют осадочные бассейны Карнарвон, Перт, Юкла, Отвей, Сан-Винсент, Меррей, Басс и Гипсленд [Loutit, Kennett, 1981a, b]. Разрезы кайнозоя в бассейнах Юго-Восточной Австралии характеризуются большей полнотой, однако более изученными в стратиграфическом и палеонтологическом отношении являются кайнозойские отложения западной и юго-западной окраин, где они выходят на дневную поверхность

и вскрыты разведочными скважинами. Изучению этих отложений посвящены исследования ряда геологов, результаты которых изложены в серии работ [Quilty, 1969, 1974a, c, 1975a, b, 1977, 1980a; Johnstone et al., 1973].

Наиболее полный разрез кайнозойских осадков Юго-Западной Австралии изучен в северной части бассейна Карнарвон, где они обнажены в береговых обрывах мыса Рэндис и вскрыты скважинами на шельфе. Их суммарная мощность колеблется от 400 м в районе мыса Рэндис до 2,5 км на шельфе севернее о-ва Бэрроу.

В основании кайнозоя выделяется группа Кардабиа, которая сложена мшанковыми калькаренидами в обнажениях на побережье и переслаивающимися мергелями, глинами и известковистыми глинами в пределах шельфа. Отложения содержат разнообразные планктонные и бентосные фораминиферы, которые датируют их поздним палеоценом — ранним эоценом. Ассоциация планктонных фораминифер по своему составу аналогична таковой из одновозрастных отложений тропической—субтропической области [Quilty, 1974c]. Толща верхнего палеоцена — нижнего эоцена со стратиграфическим несогласием перекрывает калькарениды и зеленовато-серые мергели позднемаастрихтского возраста (пачка мергелей Мириа).

Выше несогласно располагаются отложения среднего—верхнего эоцена, которые на побережье представлены калькаренидами Джиралия, а в области шельфа переходят в писчий мел, доломитовые мергели и известковые глины. Калькарениды Джиралия относятся к мелководным образованиям и содержат тепловодные крупные бентосные фораминиферы (*Discocyclus*, *Asterocyclus*, *Operculina*). В более глубоководных фациях встречены разнообразные планктонные фораминиферы, среди которых преобладают представители группы *Globorotalia cerroazulensis* и рода *Globigerapsis*. По фораминиферам устанавливаются все зоны среднего и верхнего эоцена — *Hantkenina aragoneensis*, *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri*, *Orbulinoides beckmanni*, *Truncorotaloides rohri*, *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cocoaensis*.

Отложения эоцена с размывом перекрываются осадками группы Кэйп-Рэндис (формации калькаренидов Манду и известняков Тулки), имеющими позднеолигоценый—раннемиоценовый возраст.

Выше по разрезу также с размывом залегают известняки формации Треалла (средний миоцен), которые в глубоководной части шельфа замещаются мергелями, писчим мелом и калькаренидами с разнообразными планктонными организмами и редкими бентосными фораминиферами. Мелководные фации характеризуются почти исключительно бентосными фораминиферами — *Lepidocyclus* spp., *Amphistegina* sp., *Operculina* spp., *Gypsina* spp., *Cyclocyclus* sp. В прибрежной полосе верхняя часть этой формации сложена замещающими друг друга по латерали песчаниками, конгломератами, песчанистыми калькаренидами и известковистыми песчаниками. Песчаные осадки также содержат представителей рода *Lepidocyclus*, который указывает на возраст не моложе среднего миоцена.

Накопление морских осадков в бассейне Карнарвон в позднем миоцене, плиоцене, плейстоцене продолжалось только на шельфе, где накопилась мощная (около 1000 м) толща фораминиферового мела и калькаренидов с разнообразными планктонными фораминиферами. Они устанавливают присутствие зоны *Globorotalia tumida* (верхний миоцен), нерасчлененного интервала зон *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia miocenica*, зоны *Globorotalia tosaensis* (плиоцен).

В бассейне Перт отмечается два периода осадконакопления, которые отвечают двум трансгрессивным циклам и характеризуются разными условиями.

В основании кайнозойского разреза здесь залегают обогащенные глауконитом серые и темно-серые глины, выше переходящие в серые глинистые песчаники. В подчиненном количестве присутствуют прослой известняков. Эти преимущественно терригенные отложения относятся к формации Кингс-Парк мощностью около 600 м. Она, однако, имеет ограниченное площадное распространение.

В нижней части формации встречается ассоциация планктонных фораминифер, которая включает *Globorotalia pseudomenardii*, *G. chapmani*, *G. pusilla laevigata*, *G. dolabrata*, *G. ve-*

jascoensis parva, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Acarinina mckannai* (верхний палеоцен, зона *Globorotalia pseudomenardii*). Верхние слои с *Globorotalia aequa*, *Acarinina broeder-manni*, *Globigerina ex gr. linaperta*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Pseudohastigerina sp.* принадлежат к нижнему эоцену (зона *Globigerina subbotinae*) [Quilty, 1974a, c].

Терригенная формация Кингс-Парк с размывом перекрыта мшанковыми калькарени-тами с прослоями кремней и доломитов, слагающими формацию Старк-Бей мощностью около 250 м. Здесь встречены бентосные (*Lepidocyclus aff. howchini*, *Pavonina tri-formis*) и планктонные фораминиферы. Среди последних обычны *Globigerina woodi woodi*, *Orbulina universa*, *Praeorbulina transitoria*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira glo-bosa*, *Globigerinoides bisphaerica*, *G. quadrilobatus immaturus*, *G. trilobus*, *Globorotalia archeomenardii*, *G. barisanensis*, *G. obesa*. Они коррелируют осадки с интервалом зон *Globigerinatella insueta*, *Praeorbulina glomerata*, *Orbulina suturalis* — *Globorotalia periphero-ronda* (нижний—средний миоцен).

Выше залегает толща желтых и оранжевых доломитизированных известняков орга-ногенного происхождения мощностью около 300 м. Точный их возраст и взаимоотно-шение с подстилающей формацией Старк-Бей неизвестны. Отложения в большом коли-честве содержат раковины крупных тепловодных бентосных фораминифер, среди кото-рых доминируют *Amphistegina lessonii* и *Operculina aff. ammonoides*. По мнению П.Кил-ти [Quilty, 1974a], возраст этих органогенных известняков может быть определен толь-ко как неогеновый.

Разрез кайнозоя в бассейне Перт заканчивается толщей прибрежных известняков морского генезиса мощностью не более 100 м. Они несогласно залегают на миоцен-плио-ценовых образованиях и имеют, скорее всего, плейстоценовый возраст.

В южной части Австралии хорошо изучены кайнозойские отложения в бассейнах Юкла и Отвей.

Базальные слои кайнозоя в бассейне Юкла сложены морскими грубозернистыми известковистыми песчаниками и конгломератами с примесью глауконита (песчаники Хэмптон) мощностью 15–20 м. Комплекс планктонных фораминифер включает *Globi-gerina linaperta*, *Globigerapsis index*, *Pseudogloboquadrina primitiva* и датирует отложения средним эоценом [Quilty, 1974c].

Эти отложения знаменуют начало трансгрессивного цикла и согласно перекрыты мшанковыми калькаренидами и пшчим мелом с конкрециями кремней, которые слага-ют пачку известняков Уилсон-Блафф. В нижней ее части встречены те же виды планктон-ных фораминифер, что и в подстилающих песчаниках. Верхние слои содержат *Globige-rina gortanii praeturritilina* и *Globorotalia increbescens*. Они свидетельствуют о средне-позднеэоценовом возрасте отложений.

Одновозрастные отложения вдоль южного побережья Австралии представлены алевритами, песчаниками и спонголитами, мощность около 100 м (группа Планта-дженет). Выходы их встречаются на участке от г. Эсперансе до г. Олбани. Осадки характеризуются разнообразным тепловодным комплексом бентосных и планктон-ных фораминифер, который включает *Globigerina gortanii praeturritilina*, *Globorotalia centralis*, *Globigerapsis index*, *Pseudohastigerina micra* и коррелирует отложения с зонами *Truncorotaloides rohri* и *Globorotalia socoensis* тропической—субтропической шкалы [Quilty, 1969].

Выше по разрезу в бассейне Юкла несогласно залегает толща мшанковых калькарени-тов с прослоями и линзами устричников и остатками морских ежей (известняки Абракурри). Эти отложения присутствуют только в центральной части бассейна и име-ют мощность около 100 м. Возраст их определен по бентосным видам фораминифер. Нижняя пачка, возможно, относится к олигоцену, вышележащие слои — к нижнему миоцену.

На западной периферии бассейна известняки Абракурри с несогласием перекрываются широко распространенной толщей фораминиферовых и кораллово-водорослевых калькаренидов с разнообразной морской фауной; мощность около 100 м (известняки Нулларбор). Планктонные фораминиферы в этих отложениях не встречены. Их возраст

определяется средним миоценом по присутствию тепловодных бентосных видов *Austrorotalia howchini* и *Flosculinella bontangensis*.

В кровле кайнозоя в бассейне Юкла располагается маломощная (несколько метров) пачка раковинных калькаренитов Рое плейстоценового возраста, развитых вдоль южной окраины бассейна.

В бассейне Отвей на юго-востоке Австралии кайнозойские отложения мощностью 160 м вскрыты скважиной в 20 км от береговой линии. Литологический состав осадков и планктонные фораминиферы были детально изучены Б. Мак-Гоуреном [McGowan 1973].

В основании разреза залегают грубозернистые пески с примесью глинистого материала и пирита (формация Найт). В этих отложениях органических остатков не встречено. По литологическому составу их нижняя часть сопоставляется с эоценовой пачкой Баррангул на южном побережье Австралии.

Выше с размывом располагается формация Лейспед. Основание ее представлено черными песчанистыми глинами с органическим веществом и глауконитом; далее следуют зеленовато-серые мергели с включениями глауконита и лимонита. Отложения характеризуются разнообразными планктонными фораминиферами. Среди них доминируют *Globigerina angiporoides*, *G. linaperta*, *G. frontosa*, *G. cf. pseudoampliapertura*, *Globorotalia munda*, *G. aculeata*, *Globigerinita martini*, *G. cf. howei*, *Globigerapsis index*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina cubensis*. Реже встречаются *Globigerina labiacrassata*, *G. pseudovenizuelana*, *G. gortanii*, *Globorotalia gemma*, *G. insolita*, *Globorotaloides testarugosa*. Эта ассоциация датирует осадки формации Лейспед средним эоценом — ранним олигоценом.

В мергелистых прослоях нередко бентосные фораминиферы с арагонитовой раковиной (*Hoeglundina* sp., *Robertinoides* sp., *Cerobertina kakahoica*, *Lamarckina airensis*), которые отсутствуют в карбонатных отложениях формации Гамбье, согласно залегающей на породах формации Лейспед.

Формация известняков Гамбье состоит из трех пачек, различающихся по своему литологическому составу. Нижняя пачка, мощностью 36 м, сложена серыми мшанковыми кальциплутитами с примесью глауконита в основании и с многочисленными кремнями в верхней части. Средняя пачка, мощностью 26 м, представлена кремового цвета калькаренитами с подчиненными прослоями кальциплутитов и редкими кремнями. Верхняя пачка, мощностью 48 м, сложена чередованием мшанковых калькаренитов и кальциплутитов светло-серого и кремового цвета. Общая мощность формации 110 м.

Отложения формации Гамбье содержат разнообразные планктонные фораминиферы, сохранность которых непостоянна по разрезу. В нижней пачке среди них преобладают *Globigerina ampliapertura*, *G. labiacrassata*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. angiporoides*, *G. prasaepis*, *G. praebulloidis*, *Globorotaloides testarugosa*. Отложения соответствуют зоне *Globigerina angiporoides* (нижний олигоцен) новозеландской зональной шкалы. Уровень исчезновения индекс-вида маркирует верхнюю границу зоны.

Калькарениты средней пачки характеризуются ассоциацией фораминифер, которая включает *Globigerina labiacrassata*, *G. juvenilis*, *G. officinalis*, *G. angustumbilicata*, *G. ouachitaensis*, *G. obesa*, *G. praebulloidis*, *Globorotalia munda*, *Guembelitra stavensis*, *Chiloguembelina cubensis*. Микрофауна позволяет отнести отложения к середине олигоцена. В соответствии с зональным расчленением нижняя часть средней толщи отнесена к местной зоне *Globigerina labiacrassata*. Верхняя ее граница проведена по исчезновению последних экземпляров индекс-вида.

Верхняя половина средней пачки и базальные слои верхней пачки (до уровня исчезновения вида *Guembelitra stavensis*) коррелируются с местной зоной *Guembelitra stavensis* (верхний олигоцен). Это подразделение соответствует, вероятно, нижней части зоны *Globorotalia opima* тропической—субтропической шкалы.

В осадках верхней пачки формации Гамбье встречены *Globigerina praebulloidis*, *G. euapertura*, *G. brazieri*, *G. ciperoensis*, *G. angulisuturalis*, *Globoquadrina* aff. *praedeheiscens*, *Globorotalia pseudokugleri*, *G. mendacis*, *G. opima*. Они определяют возраст поздним олигоценом и коррелируют осадки с зоной *Globigerina euapertura* новозеландской схемы

и с интервалом зон *Globorotalia ovata* и *Globigerina ciperoensis* тропической—субтропической шкалы.

Разрез кайнозоя в бассейне Отвей заканчивается формацией Кумандук, которая несогласно перекрывает карбонатные образования формации Гамбье и представлена кварцевыми песками с горизонтами ракушняков. Породы содержат разнообразную фауну мелководных бентосных фораминифер — *Ammonia*, *Elphidium*, *Discorbis*, *Peneroplis*, различных миллиолид и др. Возраст определен условно как плейстоценовый. Встреченные здесь в довольно большом количестве планктонные формы являются перетолженными из слоев формации Гамбье [McGowan, 1973].

В составе осадочного кайнозойского разреза вдоль западной и южной окраин Австралии выделяются четыре цикла [Quilty, 1977, 1980a; Loutit, Kennett, 1981a, b], которые коррелируются с пятью суперциклами эвстатического изменения уровня Мирового океана, предложенными П. Вайлом и Дж. Харденболом [Vail, Hardenbol, 1979]. Первый цикл отвечает палеоценовой—раннезоценовой трансгрессии, пик которой приходился на поздний палеоцен. Второй цикл охватывает средний—поздний эоцен; максимум трансгрессии отмечен в позднем эоцене. В течение третьего периода накопились отложения позднего олигоцена — среднего миоцена; наиболее широко распространены осадки конца олигоцена — начала миоцена и рубежа раннего—среднего миоцена (максимальные проявления трансгрессии). Последний, четвертый цикл слагает осадки конца миоцена — плейстоцена [Loutit, Kennett, 1981a, b].

ОСТРОВ ТАСМАНИЯ

Морские кайнозойские отложения на о-ве Тасмания выходят на дневную поверхность вдоль северо-западного побережья и на дне бухты Массел-Ро у его северо-восточного окончания, а также на некоторых мелких близлежащих островах в Бассовом проливе (острова Кинг, Презервэйшн и Кейп-Баррен). Их изучению посвящена работа П. Килти [Quilty, 1972].

Повсеместно разрез кайнозоя сложен мелководными слабо сцементированными песками и известняками, мшанковыми калькаренидами и ракушняками. Наиболее древние кайнозойские образования обнажаются на северо-западном побережье острова, в районе Уиньярд, где они слагают группу Тейбл-Кэп и несогласно залегают на пермских гиллитах. В основании разреза находится горизонт (0,6—1,2 м) грубозернистых кварцевых песчаников с включениями крупных обломков гиллитов (песчаник Фристоун-Коув) и обильной фауной двустворок, гастропод, брахиопод, а также остатками водорослей, фрагментами древесины и зубами акул. Моллюски датируют песчаники Фристоун-Коув верхним олигоценом. Бентосные фораминиферы (*Astrononion centroplax*, *Sherbornina atkinsoni*, *Calcarina verruculata*, *Lamarckina glencoensis*) и редкие планктонные виды также свидетельствуют об их позднеолигоценовом возрасте.

Выше залегают 25-метровая толща глауконитовых песчаников желтоватого цвета (песчаники Фоссил-Блафф) с обильными бентосными фораминиферами, среди которых преобладают представители родов *Discorbis*, *Elphidium*, *Crespinella*, *Valvulineria*, *Notorotalia*, *Astrononion*, *Anomalinoides*, *Cibicides*, *Cibicoides*, различные миллиолиды и кассидулиниды. Они служат показателем прибрежных условий осадконакопления. Редкие планктонные фораминиферы (*Globigerina ciperoensis*, *G. angulifurcata*, *Globoquadrina dehiscens*) датируют отложения поздним олигоценом (зона *Globorotalia ciperoensis*) — ранним миоценом (зона *Globorotalia kugleri* — *Globigerinoides primordius*).

Базальные слои миоцена вскрыты скважинами в бухте Массел-Ро. Они представлены мелководными калькаренидами мощностью около 15 м с бентосными (*Sherbornina atkinsoni*, *Astrononion centroplax*, *Calcarina mackayi*, *Carpenteria rotaliformis*, *Operculina victoriensis*) и планктонными (*Globigerina woodi connecta*, *G. woodi woodi*, *Globigerinoides trilobus*) фораминиферами. Сочетание этих видов коррелирует отложения с зоной *Globigerina woodi connecta* новозеландской стратиграфической шкалы.

На северо-западном окончании острова, в районе Маррауа, на берегу бухты Энн, об-

нажаются желтоватые мшанковые калькаренины с фауной бентосных (*Sherbornina atkinsoni*, *Notorotalia howchini*, *Astrononion centroplax*) и разнообразных планктонных фораминифер. Эти слои сопоставляются с верхней частью песчаников Фоссил-Блафф раннемиоценового возраста.

На некотором удалении от берега докембрийские кварциты перекрыты пачкой чередующихся плотных известняков и рыхлых калькаренинов мощностью 45 м. В средней части толщи совместно с обильными бентосными фораминиферами (*Amphistegina lessonii*, *Lepidocyclus howchini* и др.) присутствуют разнообразные планктонные виды — *Globigerina bradyi*, *G. bulloides*, *G. woodi woodi*, *Globigerinoides bisphaerica*, *G. quadrilobatus*, *G. trilobus*, *Praeorbulina transitoria*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia praemenardii*, *G. siakensis*. Отложения относятся ко второй половине раннего миоцена (зоны *Globigerinatella insueta* и *Praeorbulina glomerosa* тропической—субтропической шкалы).

Вероятно, близкий возраст имеют маломощные слабо сцементированные песчаники и известняки с примесью песчаного материала, содержащиеся на островах Кейп-Баррен и Презервэйшн в Бассовом проливе. Они содержат близкую по составу субтропическую фауну мелководных бентосных фораминифер — *Notorotalia howchini*, *Astrononion centroplax*, *Amphistegina lessonii*, *Operculina victoriensis*, *Carpenteria rotaliformis*, *Planorbulinella plana*, *P. inaequalateralis*. В одном из образцов с о-ва Презервэйшн встречена планктонная *Globigerina woodi connecta*.

Верхнеолигоценые—нижнемиоценовые отложения о-ва Тасмания отвечают двум трансгрессивным этапам развития бассейна, разделенным в начале раннего миоцена кратковременной регрессией.

НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

В пределах Новой Зеландии кайнозойские отложения морского генезиса широко распространены вдоль восточного побережья Южного и Северного островов. Отдельные выходы третичных отложений описаны также на западном побережье обоих островов [Geological map..., 1965].

Кайнозой Новой Зеландии представлен морскими, относительно глубоководными и мелководными терригенными осадками с разнообразными планктонными и бентосными фораминиферами. Фауна планктонных фораминифер, помимо видов тропической—субтропической области, включает таксоны, типичные для высоких широт южного полушария. Некоторые из них являются эндемичными для Новозеландского региона.

Изучению кайнозойских отложений и содержащихся в них планктонных фораминифер посвящены многочисленные исследования. В работах ряда авторов рассматриваются распространение планктонных и бентосных фораминифер в отдельных разрезах третичных осадков, вопросы таксономического состава фораминифер, микропалеонтологическое обоснование тех или иных границ [Jenkins 1964a, b, 1965a, b, 1966a, b, 1967; Hornibrook, 1958a, b, 1961, 1962, 1964, 1965, 1966, 1976, 1980; Hornibrook, Jenkins, 1965; Geiger, 1962; Kennett, 1966; Vella, 1961; Walters, 1965].

Детальные исследования по стратиграфическому распределению планктонных фораминифер проводились главным образом в пределах Южного острова и южной части Северного острова, т.е. в высокоширотной части Новой Зеландии, где кайнозойские отложения пользуются широким распространением. Наиболее полной сводкой, посвященной анализу планктонных фораминифер в отложениях кайнозоя Новой Зеландии, является монография Г. Дженкинса [Jenkins, 1971]. Этот автор предложил зональную схему, широко применяемую сейчас при стратиграфических исследованиях кайнозойских осадков высоких широт южного полушария.

Фораминиферы в отложениях кайнозоя Новой Зеландии характеризуются некоторым провинциализмом, и ряд тепловодных видов, служащих основой для расчленения третичных осадков в тропической—субтропической области, имеет здесь сокращенный стратиграфический интервал. Поэтому зональная шкала отличается меньшей детальностью по сравнению с тропической—субтропической стратиграфической схемой. Естест-

венно, возрастная датировка подразделений и их корреляция с международной шкалой подчас оставляют место для сомнений.

Палеоценовые отложения описаны на восточных побережьях о-ва Южный, по р. Миддл-Вайпара, и о-ва Северный, по р. Те-Ури. Они представлены различными песчаниками, в той или иной степени сцементированными, с примесью глинистого материала в основании разреза, мощностью около 100 м. Комплекс планктонных фораминифер включает *Globigerina pauciloculata*, *G. triloculinoides*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. spiralis*, *Globorotalia pseudomenardii*, *G. convexa*, *Globorotaloides turgida*, *Zeauvigerina teuria*. На основании этой ассоциации в палеоцене выделены две местные зоны — *Globigerina pauciloculata* и *Globigerina triloculinoides*.

Отложения Эоцена выходят на поверхность вдоль восточного побережья обоих островов Новой Зеландии, а также в округе Греймут на западном побережье о-ва Южный. Они сложены алевролитами и песчанистыми алевролитами с прослоями песчаников; в нижней части разреза осадки слабощелочные. Суммарная мощность около 750 м.

По всему разрезу эоценовых отложений присутствуют разнообразные планктонные фораминиферы, из которых наиболее часто встречаются: в нижнем эоцене — *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia australiformis*, *G. reussi*, *G. aequa*, *G. crater*, *Pseudogloboquadrina primitiva*; в среднем эоцене — *Pseudohastigerina micra*, *Globigerapsis index*, *Acarinina soldadoensis*, *Globigerina boweri*, *G. angiporoides minima*, *G. linaperta*, *Globorotalia inconspicua*, *G. increbescens*, *Globorotaloides turgida*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Zeauvigerina zelandica*; в верхнем эоцене — *Chiloguembelina cubensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Globigerapsis index*, *Globigerina angiporoides minima*, *G. ouachitaensis*, *G. linaperta*, *Globorotalia insolita*, *G. aculeata*, *Hantkenina alabamensis*, *Globorotaloides suteri*.

Планктонные фораминиферы позволяют выделить в эоцене следующие зоны: *Globorotalia wilcoxensis*, *Globorotalia crater* (нижний эоцен), *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerapsis index*, *Globorotalia inconspicua*, *Globigerina linaperta*, *Globigerina brevis*. Граница между средним и верхним эоценом условно проведена внутри зоны *Globorotalia inconspicua*. Верхняя граница эоцена проводится внутри зоны *Globigerina brevis*.

Олигоценые отложения на восточном побережье о-ва Южный, в районе р. Вайтаки и в округе Оамару, представлены органогенными глауконитовыми известняками с прослоями алевролитов и песчаников. В них присутствуют планктонные фораминиферы — *Chiloguembelina cubensis*, *Globigerina brevis*, *G. ouachitaensis*, *G. angiporoides angiporoides*, *G. bradyi*, *G. ciperensis*, *G. angustiumbilitata*, *G. euapertura*, *G. labiacrassata*, *Globorotalia gemma*, *G. munda*, *G. nana*, *G. opima*, *Globorotaloides suteri*, *G. testarugosa*. В олигоцене выделяются две зоны — *Globigerina angiporoides angiporoides* и *Globigerina euapertura*.

Миоцен характеризуется наибольшим разнообразием осадков. В различных районах они меняются от чистых органогенных известняков до алевролитов, разномерных песчаников, гравелитов и конгломератов. Суммарная мощность миоценовых отложений приблизительно 1000 м. Комплекс планктонных фораминифер насчитывает около 80 видов, из которых наиболее часто и в большом количестве экземпляров встречаются *Globigerina bradyi*, *G. brazieri*, *G. bulloides*, *G. falconensis*, *G. quinqueloba*, *G. woodi connecta*, *G. woodi woodi*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia miotumida*, *G. mayeri*, *G. pseudocontinosa*, *Orbulina universa*, *Praeorbulina glomerata curva*, *Globigerinita dissimilis* и др.

Несмотря на большое видовое разнообразие фораминифер, их разрешающая способность намного ниже по сравнению с таковой тропической—субтропической области. В миоценовом интервале новозеландской стратиграфической шкалы выделяется девять местных зон: *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina woodi woodi*, *Globigerina woodi connecta*, *Globigerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerata curva*, *Orbulina naturalis*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia miotumida*, *Globorotalia miozea sphericomiozea*. Напомним, что миоценовый интервал тропической—субтропической схемы включает 15 зон. Граница олигоцен-миоцена условно проходит в основании зоны *Globoquadrina dehiscens*; нижнего и

среднего миоцена — внутри зоны *Globigerinoides trilobus*; среднего и верхнего миоцена — по подошве зоны *Globorotalia miotumida*.

Планктонные фораминиферы в осадках позднего кайнозоя (плиоцен—плейстоцен) в Новой Зеландии значительно обедняются в видовом отношении по сравнению с микрофауной миоцена. Это является отражением дальнейшего похолодания в высоких широтах южного полушария вследствие окончательного формирования мощного покровного оледенения в Антарктиде. Фораминиферы представлены холодноводными видами, и их стратиграфическая разрешающая способность резко падает. По этой причине зональное расчленение плиоцен-плейстоценовых отложений в Новой Зеландии невозможно и они объединяются в составе одной зоны *Globorotalia inflata*.

Плиоценовые отложения развиты на юго-восточном побережье о-ва Северный. К ним относится толща переслаивающихся песчаных алевролитов и песчаников, в некоторых прослоях глауконитовых или известковистых. По рекам Мангаопари и Макара на южном окончании о-ва Северный в плиоцене присутствуют отдельные прослои ракушечного известняка. Суммарная мощность колеблется от 750 до 1500 м. По всему разрезу осадки содержат раковины моллюсков и фораминифер. Планктонные фораминиферы характеризуются обедненным составом, насчитывая около 30 видов. Из них наиболее частыми являются *Globigerina bradyi*, *G. bulloides*, *G. juvenilis*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *G. decoraperta*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia dutertrei*, *G. inflata*, *Orbulina universa*.

Четвертичные осадки также представлены морскими алевролитами и песчаниками, в верхней части разреза с горизонтами дельтовых песчаников и конгломератов. Ассоциация планктонных фораминифер еще более обедненная, насчитывает 12 видов: *Globigerina bradyi*, *G. bulloides*, *G. juvenilis*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *G. decoraperta*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinita incrusta*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia crassaformis*, *G. dutertrei*, *Orbulina universa*.

Все эти виды отличаются широким стратиграфическим распространением и не позволяют разграничить плиоценовые и плейстоценовые осадки. Стратификация отложений производится по соотношению право- и левозавернутых раковин *Globigerina pachyderma*, которое отражает климатические флюктуации и может служить средством для местных корреляций. На протяжении плиоцена и плейстоцена в Новой Зеландии наблюдается примерно девять смен направления навивания раковин. Граница плиоцена и плейстоцена проведена по изменению этого соотношения в пользу левозавитых раковин, что отвечает похолоданию в начале плейстоцена.

Кайнозойские отложения Новой Зеландии относятся к единому длительному седиментационному циклу. Он начался с трансгрессии в раннем кайнозое, с пиком ее в середине олигоцена и завершился регрессией позднего кайнозоя. В результате накопился почти классический трансгрессивно-регрессивный разрез, начинающийся мелководными морскими отложениями, с относительно глубоководными осадками (алевролиты и известняки) в средней части и заканчивающийся мелководными морскими и континентальными фациями [Loutit, Kennett, 1981a, b].

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА И КОРРЕЛЯЦИЯ С ТЕПЛОВОДНОЙ ОБЛАСТЬЮ

Переходя к синтезу изложенных выше материалов о стратиграфии кайнозойских отложений Южного океана и омываемых им континентов, необходимо еще раз подчеркнуть следующие обстоятельства. Субглобальная шкала кайнозойских отложений тепловодной области нашей планеты, основанная на различных группах планктонных микроорганизмов (и прежде всего известкового планктона), стала объективной реальностью, достижением современной стратиграфической науки. Мы встали перед лицом создания глобальной стратиграфической шкалы кайнозоя в точном значении этого слова. Кайнозой высоких широт земного шара приобрел исключительно важное значение, ибо это наименее изученные области. Роль Южного океана в этом плане оказалась двойкой. С одной стороны, из-за отсутствия крупных континентальных блоков сведения о кайнозое Южного океана крайне скудны. С другой стороны, пелагические осадки акватории Южного океана с богатым планктоном предоставляли прекрасную возможность для изучения специфических черт кайнозойской стратиграфии области высоких широт. Каков же вклад Южного океана в проблему глобальной стратиграфии кайнозоя?

Фактический материал (т.е. скважины Проекта глубоководного бурения в океанах, вскрывшие кайнозой) по Южному океану суммирован на рис. 28–31. Он включает и скважины в субтропической полосе, с кайнозоем которой сопоставлялись однообразные осадки высокоширотной области. На юго-западе Атлантического океана кайнозой вскрыт во Внешней Мальвинской впадине, на банке Мориса Юинга, в Аргентинской котловине, на плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и в канале Вима (см. рис. 28). В юго-восточной части этого океана кайнозойские осадки пройдены серией скважин на Китовом хребте и в Капской впадине (см. рис. 29). В Индийском океане они изучены бурением в юго-западном и юго-восточном секторах (см. рис. 30). Наконец, в Тихом океане кайнозойские отложения были установлены при буровых работах в Австрало-Антарктической котловине, море Росса, Австрало-Новозеландской акватории (плато Кэмпбелл, Тасманово море и др.) и в котловине Беллинггауэна (см. рис. 31).

Если теперь отвлечься от субтропических районов плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди, хребтов Китового и Мадагаскарского, то становится ясным, сколь ограниченным материалом мы располагаем и сколь велико его значение для современных представлений о стратиграфии кайнозоя.

Стратиграфическая шкала палеогена по планктонным фораминиферам, связавшая воедино палеоген континентов и океанов, в процессе создания, помимо чисто методического подхода, отразила палеоклиматическую зональность данного интервала времени. Ее составными частями являются конкретные зональные шкалы, обоснованные колоссальным материалом на континентах и в акватории океанов.

Палеогеновые отложения плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и хребта Китового успешно расчленяются с помощью классической зональной шкалы Карибского бассейна. Конечно, реальные комплексы планктонных фораминифер этого региона заметно отличаются от экваториально-тропической микрофауны Карибского бассейна, близко напоминая ассоциации планктонных фораминифер Средиземноморья. Однако сейчас речь идет не о составе микрофауны и ее изменениях по латерали в пределах каждой из зон, а о применимости карибской зональной шкалы для расчленения палеогеновых отложений этих районов (табл. 7).

Существенно иные комплексы планктонных фораминифер свойственны палеогеновым осадкам Капской впадины в Атлантическом океане, Мадагаскарского хребта и Мадагаскарской впадины в Индийском океане. Конечно, и к этим отложениям применима карибская зональная шкала. Но если подходить строго, исходя из систематического состава планктонных фораминифер, то для расчленения палеогеновых осадков этого умеренно субтропического пояса следует применять крымско-кавказскую зональную шкалу. В сказанном нет преувеличения: мы находимся в палеоклиматической полосе

южного полушария, которая является зеркальным отражением умеренно субтропического (или северного субтропического) пояса юга СССР. Весьма близкие комплексы планктонных фораминифер позволяют выделить в этой области Южного океана нерасчлененные зоны *Globorotalia pseudobulloides* — *Globorotalia trinidadensis* и далее зоны *Acarinina inconstans*, *Globorotalia angulata* s. str., *Globorotalia conicotruncata*, *Acarinina mckannai*, *Acarinina acarinata* в палеоцене. В нижнем эоцене хорошо узнаются зоны *Globorotalia subbotinae* s. str., *Globorotalia marginodentata* и *Globorotalia aragonensis* s. l. (с многочисленными *G. caucasica* в верхней части этой зоны). Чрезвычайно четкие в среднем эоцене зоны *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*; недостаточный материал лишь в общих чертах намечает зону *Globigerina turcmenica*. В верхнем эоцене микрофауна монотонна, и по аналогии с Крымско-Кавказской областью отложения этого возраста могут быть названы зоной *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин.

Зональное деление олигоцена в Крыму и на Северном Кавказе отсутствует из-за редкости планктона в майкопских глинах. В Капской впадине различаются нижний олигоцен (нерасчлененные зоны *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*) и зоны *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperensis* и *Globorotalia kugleri* в верхнем олигоцене. Однако в трех последних зонах отсутствует ряд руководящих видов.

Карибская и крымско-кавказская зональные схемы легко сопоставляются [Крашенинников, 1964, 1982]. По сути дела, это единая шкала, но с одним существенным добавлением: в палеоцене, нижнем и среднем эоцене в умеренно субтропическом поясе северного полушария (юг СССР) и южного полушария (Капская впадина, Мадагаскарская котловина) падения стратиграфической разрешаемости не наблюдается; в верхнем эоцене и олигоцене зональной схемы крымско-кавказского типа число стратиграфических единиц уменьшается. Тем не менее всю рассматриваемую акваторию и территорию можно считать тепловодной областью земного шара, в пределах которой применима единая зональная шкала.

Ситуация меняется с переходом в умеренные широты южного полушария. В Австрало-Новозеландском регионе была разработана так называемая новозеландская зональная шкала. Ее иногда считали двойником крымско-кавказской схемы в южном полушарии. В действительности это не так: новозеландская зональная шкала по планктонным фораминиферам может использоваться для расчленения палеогеновых отложений более холодноводной (умеренной) области. Разрешающая способность этой стратиграфической схемы уже более низкая (см. табл. 7). Правда, она заслуживает дальнейшего совершенствования. Например, зона *Globigerina triloculinoidea*, охватывающая едва ли не весь палеоцен, согласно нашим исследованиям (плато Кэмпбелл, скв. 277) может быть подразделена на более дробные единицы. Несомненно меньшая детальность расчленения нижнего и среднего эоцена; особенно наглядно это проявляется в верхнем эоцене и олигоцене.

По этой причине корреляция палеогеновых отложений Австрало-Новозеландского региона и тепловодной области весьма затруднительна и в нее следует внести некоторые коррективы. Так, зона *Pseudogloboquadrina primitiva* сопоставлялась с низами зоны *Acarinina bullbrooki*; зона *Globigerapsis index* коррелировалась с верхней частью зоны *Acarinina bullbrooki* и зоной *Acarinina rotundimarginata*; зона *Globorotalia inconspicua*



Рис. 28. Корреляция кайнозойских отложений, вскрытых скважинами в юго-западной части Южной Атлантики, с тропической—субтропической зональной биостратиграфической схемой

Условные обозначения к рис. 28—31

Возраст установлен: 1 — по планктонным фораминиферам, 2 — по другим группам микроорганизмов; 3 — фундамент; 4 — забой скважин, не достигших фундамента; 5,6 — границы: 5 — достоверно установленные, 6 — условно проводимые; 7 — стратиграфический перерыв; 8 — возраст не установлен

Возраст		Зона	Внешняя Матвеевская впадина	Номера скважин														
				328	327	329	390	511	512	513	514	358	356	357	516	517	518	
Плейстоцен		<i>Globigerina calida calida</i>																
		<i>Globorotalia truncatulinoides</i>																
Плиоцен		<i>Globorotalia tosaensis</i>																
		<i>Globorotalia miocenica</i>																
Мiocен	верхний	<i>Globorotalia margaritae evoluta</i>																
		<i>Globorotalia tumida</i>																
		<i>Globorotalia plesiolumida</i>																
		<i>Globorotalia merotumida</i>																
	средний	<i>Globorotalia continuosa</i>																
		<i>Globigerina nepenthes-Globorotalia stakensis</i>																
		<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi</i>																
		<i>Globorotalia foshi</i>																
	нижний	<i>Globorotalia praefohsi</i>																
		<i>Globorotalia peripheroacuta</i>																
<i>Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda</i>																		
<i>Praerobulina glomerosa</i>																		
<i>Globigerinatella insueta</i>																		
<i>Globigerinita stainforthi</i>																		
Оligоцен		<i>Globigerinita dissimilis</i>																
		<i>Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri</i>																
		<i>Globigerina ciproensis</i>																
		<i>Globorotalia optima</i>																
Эоцен	верхний	<i>Globigerina ampliapertura</i>																
		<i>Globigerina sellii</i>																
		<i>Globigerina tapuiensis</i>																
		<i>Globorotalia centralis</i>																
	средний	<i>Globorotalia cocoensis</i>																
		<i>Globigerapsis seminivoluta</i>																
		<i>Truncorotaloides rohri</i>																
		<i>Orbulinoides beckmanni</i>																
		<i>Globorotalia lehneri</i>																
		<i>Globigerapsis kugleri</i>																
нижний	<i>Hantkenina aragonensis</i>																	
	<i>Acarinina pentacamerata</i>																	
	<i>Globorotalia aragonensis</i>																	
	<i>Globorotalia formosa</i>																	
Палеоцен	верхний	<i>Globorotalia subbotinae</i>																
		<i>Globorotalia velascoensis</i>																
		<i>Globorotalia pseudomenardii</i>																
	нижний	<i>Globorotalia angulata s. l.</i>																
		<i>Acarinina uncinata</i>																
	<i>Globorotalia trinidadensis</i>																	
	<i>Globorotalia pseudobulloides</i>																	
	<i>Globigerina eugubina</i>																	



Возраст	Зона	Южная часть хребта Китовый					Северная часть хребта Китовый			Канские выходы		
		Номера скважин										
		524	525	526	527	528	529	530	532	362	363	360
Плейстоцен	<i>Globigerina calida calida</i>											
	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>											
Плиоцен	<i>Globorotalia tosaensis</i>											
	<i>Globorotalia miocenica</i>											
	<i>Globorotalia margaritae evoluta</i>											
Мiocен	верхний	<i>Globorotalia tumida</i>										
		<i>Globorotalia plesiotumida</i>										
		<i>Globorotalia merotumida</i>										
	средний	<i>Globorotalia continua</i>										
		<i>Globigerina nepenthes— Globorotalia siakensis</i>										
		<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens— Globigerina druryi</i>										
		<i>Globorotalia foshi</i>										
		<i>Globorotalia praefoshi</i>										
		<i>Globorotalia peripheroacuta</i>										
	нижний	<i>Orbulina suturalis— Globorotalia peripheroronda</i>										
		<i>Praeorbulina glomerosa</i>										
		<i>Globigerinatella insueta</i>										
		<i>Globigerinita stainforthi</i>										
	Олигоцен	<i>Globigerinita dissimilis</i>										
		<i>Globigerinoides primordius— Globorotalia kugleri</i>										
		<i>Globigerina ciperoensis</i>										
		<i>Globorotalia opima</i>										
		<i>Globigerina ampliapertura</i>										
Эоцен	верхний	<i>Globigerina sellii</i>										
		<i>Globigerina taputiensis</i>										
		<i>Globorotalia centralis</i>										
	средний	<i>Globorotalia cocoensis</i>										
		<i>Globigerapsis seminivoluta</i>										
		<i>Truncorotaloides rohri</i>										
		<i>Orbulinoides beckmanni</i>										
		<i>Globorotalia lehneri</i>										
	нижний	<i>Globigerapsis kugleri</i>										
		<i>Hantkenina aragonensis</i>										
		<i>Acarinina pentacamerata</i>										
		<i>Globorotalia aragonensis</i>										
<i>Globorotalia formosa</i>												
Палеоцен	верхний	<i>Globorotalia subbotinae</i>										
		<i>Globorotalia velascoensis</i>										
	нижний	<i>Globorotalia pseudomenardii</i>										
		<i>Globorotalia angulata s.l.</i>										
		<i>Acarinina uncinata</i>										
		<i>Globorotalia trinidadensis</i>										
<i>Globorotalia pseudobulloides</i>												
<i>Globigerina eugubina</i>												

Рис. 29. Корреляция кайнозойских отложений, вскрытых скважинами в юго-восточной части Южной Атлантики, с тропической—субтропической схемой
Условные обозначения см. на рис. 28

(теперь ее называют зоной *Globorotalia aculeata*) считалась аналогом зон *Hantkenina alabamensis* и *Globigerina turcmenica* [Bolli, Krashennikov, 1977]. При этом допускалась синхронность появления *Globigerapsis index* в тропической области (подошва зоны *Globigerapsis kugleri*) и в умеренном поясе (подошва зоны *Globigerapsis index*). Изучение распределения планктонных фораминифер в эocene Капской впадины (скв. 360) и плато Кэмпбелл (скв. 277) приводит к иному выводу. Представители рода *Globigerapsis* в осадках зоны *Acarinina rotundimarginata* (скв. 360) отсутствуют; обильные их экземпляры типичны только для зоны *Hantkenina alabamensis* Капской впадины, с которой и следует коррелировать зону *Globigerapsis index* плато Кэмпбелл. Таким образом, в эocene умеренной и умеренно субтропической областей южного полушария появление *Globigerapsis index* происходит значительно выше по разрезу, нежели его эволюционное появление в тропической полосе. Аналогичная картина наблюдается и в умеренно субтропической области северного полушария — вид *Globigerapsis index* на Северном Кавказе и в Крыму обилие, только начиная с зоны *Hantkenina alabamensis*.

При переходе к умеренно холодноводной области Фолклендского плато происходит дальнейшая потеря разрешающей способности планктонных фораминифер. Скорее не о зонах, а об аналогах зон *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis*, *Globorotalia subbotinae* можно говорить для интервала верхнего палеоцена и нижнего эocene. В среднем эocene распознаются лишь подразделения новозеландской шкалы — местные зоны *Pseudogloboquadrina primitiva* и *Globigerapsis index*. Для верхнего эocene и олигоцена речь может идти о подразделениях в ранге подотделов.

Аналогичными особенностями характеризуются зональные шкалы палеогена по наннопланктону. В тепловодной области земного шара применяется практически единая зональная шкала с тем же высоким стратиграфическим разрешением, что и схема по планктонным фораминиферам. Значительно менее детально наннопланктонная шкала для умеренного Австрало-Новозеландского региона [Edwards, 1971]. Для расчленения палеогеновых отложений Фолклендского плато наннопланктон находит ограниченное применение, причем он более эффективен для осадков верхнего палеоцена и нижнего эocene и постепенно теряет свое значение в среднем—верхнем эocene и особенно в олигоцене (см. рис. 4—6).

Роль известкового планктона для детальной стратификации осадков палеогена на Фолклендском плато принимает на себя планктон с кремневым скелетом — радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты (см. рис. 4—6). Заметное значение они приобретают в верхнем палеоцене. Сейчас трудно составить полное представление о зональной шкале по кремневому планктону для палеоцена и эocene, ибо на Фолклендском плато мы имеем дело с отдельными интервалами разреза. Однако в полном и непрерывном разрезе олигоцена Фолклендского плато и Аргентинской впадины наблюдается до 10 зон по диатомеям, т.е. разрешающая способность кремневых микроорганизмов чрезвычайно велика. Конечно, эти зоны пока нужно считать местными. Однако они базируются на уровнях реального появления или исчезновения таксонов диатомей. И если считать, что в процессе региональных исследований какие-то местные зоны будут объединены между собой в более крупные подразделения, то и тогда степень стратиграфического расчленения умеренно холодноводного олигоцена этого региона будет оставаться достаточно высокой. Во всяком случае, она вряд ли будет уступать стратиграфической разрешаемости олигоценых планктонных фораминифер и наннопланктона для тропического и субтропического поясов.

Как видим, стратиграфические проблемы теснейшим образом связаны с палеоэкологическими (палеоклиматическими) обстановками. Крайне скудный фактический материал по палеогеновым осадкам Южного океана позволяет лишь весьма условно наметить границы температурных поясов в рамках современных широт. Еще труднее объяснить их отклонение от широтных простираний из-за развития гидрологических фронтов и возможных горизонтальных перемещений блоков земной коры. В Атлантическом океане типичные субтропические комплексы планктонных фораминифер плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и юга Китового хребта установлены в пределах

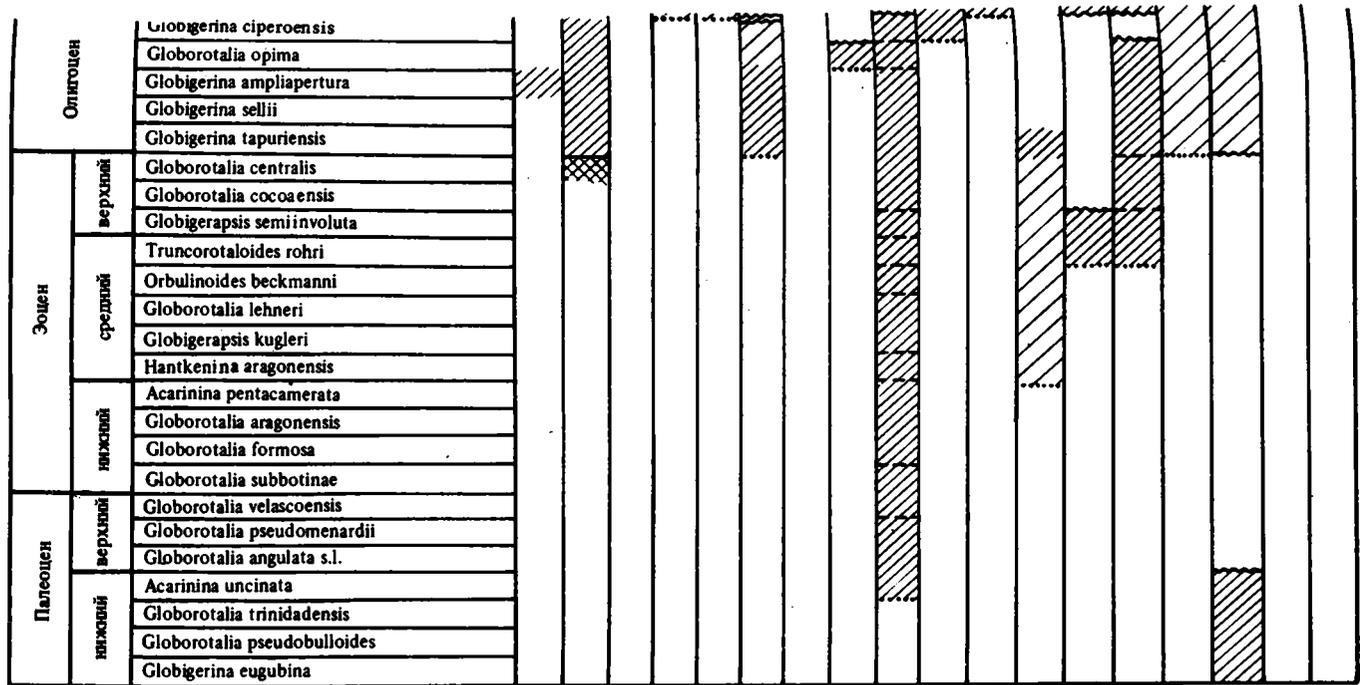


Рис. 31. Корреляция кайнозойских отложений, вскрытых скважинами в Тихом океане, с тропической—субтропической зональной биостратиграфической схемой
Условные обозначения см. на рис. 28

Т а б л и ц а 7
 Корреляция стратиграфических шкал палеогеновых отложений Карибской, Крымско-Кавказской, Новозеландской области и Фолклендского плато

Абсолютный возраст, млн. лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Зональные шкалы			Фолклендское плато
				карибская	крымско-кавказская	новозеландская	
22,5	Мiocен	нижний	Аквигантанский	<i>Globigerinoides primordius</i> – <i>Globorotalia kugleri</i>	?	<i>Globigerina woodi connecta</i>	<i>Globigerina woodi connecta</i>
24			Хаттский	<i>Globorotalia kugleri</i>	<i>Globorotalia kugleri</i>	<i>Globigerina woodi woodi</i>	Комплекс с <i>Globigerina labiacrassata</i>
25	<i>Globorotalia ciperoensis</i>	<i>Globigerina ciperoensis</i>		<i>Globigerina euapertura</i>			
26	<i>Globorotalia opima</i>	<i>Globorotalia opima</i>					
27							
28	Олигоцен	нижний		Стамбийский	<i>Globigerina ampliapertura</i>	<i>Globigerina ampliapertura</i> – <i>Globigerina tapuriensis</i>	
30			<i>Globigerina sellii</i>				
31			<i>Globigerina tapuriensis</i>				
32		верхний	Приабонский	<i>G. centralis</i>	<i>G. centralis</i>	<i>Globigerina brevis</i>	Зоны <i>Globigerina linaperta</i> – <i>G. brevis</i>
33				<i>G. cocoaensis</i>			
34				<i>Globigerapsis semiinvoluta</i>	<i>G. semiinvoluta</i>	<i>Globigerina linaperta</i>	
35				Бартонский	<i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Globigerina turcmenica</i>	
36	<i>Orbulinoides beckmanni</i>	<i>Hantkenina alabamensis</i>	<i>Globigerapsis index</i>		<i>Globigerapsis index</i>		
37							
38							
39							
40							
41							
42							
43							
44							

45	Эоцен	средний	Лютетский	Globorotalia lehneri	Acarinina rotundimarginata	Pseudogloboquadrina primitiva	Pseudogloboquadrina primitiva	
46				Globigerapsis kugleri	Acarinina bullbrooki		G. kugleri	Нет данных
47				Hantkenina aragonensis			H. aragonensis	
48	нижний	Мирский	верхний	Acarinina pentacamerata	Globorotalia aragonensis s.l.	Globorotalia crater	Нет данных	
49				Globorotalia aragonensis s. str.				
50		нижний	Мирский	нижний	Globorotalia formosa	Globorotalia marginodentata		Globorotalia wilcoxensis
51					Globorotalia subbotinae s. str.			
52	Палеоцен	верхний	Тенетский	Globorotalia velascoensis	Acarinina acarinata	Globigerina triloculinoides	Аналог зоны Globorotalia velascoensis	
53				Globorotalia pseudomenardii	Acarinina mckannai		Аналог зоны G. pseudomenardii	
54					A. tadjikistanensis			
55					G. conicotruncata		Нет данных	
56					Globorotalia angulata s. str.			
57			Globorotalia angulata s. str.					
58		нижний	Датский	Acarinina uncinata	Acarinina incostans	Globigerina pauciloculata		
59				Globorotalia trinida densis	G. pseudobulloides - G. trivialis			
60				Globorotalia pseudobulloides	Globigerina taurica		?	
61				Globigerina eugubina	?			
62	Верхний мег	Маастрихтский	Abathomphalus mayaroensis	Abathomphalus mayaroensis	Маастрихт	Маастрихт		
63								
64								
65								

30–33° ю.ш. Граница с субтропическим—умеренным поясом намечается достаточно достоверно — в Капской впадине и на Мадагаскарском хребте микрофауна этого палеоклиматического облика приурочена к 32–36° ю.ш. Далее к югу находится область (36–50° ю.ш.), где бурение не проводилось, а на Фолклендском плато мы встречаемся с умеренно холодноводными ассоциациями планктонных фораминифер (50–52° ю.ш.). Очевидно, на данное неизученное пространство приходится полоса с умеренной (новозеландской) микрофауной. В характерном своем виде она встречена на юго-западе Тихого океана (плато Кэмпбелл), но здесь широты оказываются неожиданно высокими (52° ю.ш.). Последнее, очевидно, получит объяснение только в ходе дальнейшего бурения в Южном океане.

Стратиграфическая разрешаемость планктонных фораминифер в палеогене Южного океана тесным образом связана также с палеотемпературной кривой этого времени. Наиболее надежна зональная шкала для верхнего палеоцена — нижнего эоцена высоких широт. Температурный максимум великолепно фиксируется развитием конических и линзовидных килеватых глобороталий на плато Кэмпбелл. Понижение температуры верхнего эоцена — олигоцена (особенно позднего олигоцена) отчетливо наблюдается на плато Кэмпбелл, в Аргентинской котловине и на Фолклендском плато.

Прогрессирующее похолодание неогенового времени отрицательно сказалось на зональной фораминиферовой стратиграфии Южного океана. Границы климатических поясов сместились к северу, и основная акватория Южного океана теперь уже находилась за пределами сферы применения детальной зональной шкалы по планктонным фораминиферам.

Тропическая—субтропическая (карибская) фораминиферовая зональная шкала может быть использована для стратификации неогеновых отложений плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди (табл. 8). Однако реальные комплексы планктонных фораминифер здесь заметно отличаются по своему составу от классической микрофауны Карибского бассейна: целый ряд видов отсутствует и, наоборот, широкое распространение получают относительно холодноводные группы планктонных фораминифер. У. Берггрен с соавторами [Berggren et al., 1983] рассматривает подобную микрофауну в качестве умеренно субтропической и предлагает особую зональную шкалу. Ее стратиграфическая разрешаемость лишь немного уступает карибской шкале (см. табл. 8). По сути дела, она лишь модификация карибской шкалы, но во внутреннем ее содержании уже заключены те трудности, которые определялись ухудшением климатической обстановки.

Карибская зональная шкала пригодна и для подразделения неогена Китового хребта, но комплексы планктонных фораминифер (особенно в южной части этого поднятия) приобретают уже хорошо выраженный австралийский характер. В результате для рассматриваемого региона и более южной полосы Южного океана (Капская впадина и др.) используется новозеландская зональная шкала, созданная Г. Дженкинсом [Jenkins, 1971] и лишь незначительно модифицированная в последнее время. Ее стратиграфическая разрешаемость значительно уступает таковой карибской и умеренно субтропической (плато Сан-Паулу) шкал (см. табл. 8). Наконец, на Фолклендском плато неогеновые фораминиферы исчерпали свои возможности для детальной стратиграфии. В лучшем случае их ассоциации определяют возраст с точностью до подотдела.

Анализ стратиграфических возможностей неогенового известкового наннопланктона приводит к аналогичным результатам. Падение стратиграфической разрешаемости всего известкового планктона в неогене при движении от экваториально-тропической области в высокие широты Южного океана — объективная реальность, с которой нельзя не считаться. На одном полюсе этих возможностей находится чрезвычайно детальная зональная шкала неогена Карибского бассейна, а на другом — крайне скромная роль планктонных фораминифер и наннопланктона для расчленения неогеновых осадков Фолклендского плато.

Как мы уже знаем, возникновение Циркумантарктического течения в олигоценовое время вызвало резкое ухудшение климатических условий, полное становление и рас-

Таблица 8

Корреляция стратиграфических шкал неогеновых отложений Карибского бассейна, поднятия Риу-Гранди, Новозеландской области и Фолклендского плато

Абсолютный возраст, млн лет	Отдел	Подотдел	Зональные шкалы			Фолклендское плато		
			Карибская	Риу-Гранди	Новозеландская			
1	Четвертичная система	Плиоцен	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>		
2			<i>Globorotalia tosaensis</i>	<i>G. extremus</i>	<i>Globorotalia inflata</i>	Комплекс с <i>G. inflata</i> , <i>G. puncticulata</i> , <i>G. pachyderma</i>		
3				<i>G. exilis</i>				
4				<i>G. miocenica</i>			<i>G. multicamerata</i>	
5				<i>G. altispira</i>				
6	<i>Globorotalia margaritae evoluta</i>	<i>Sph. subdehiscens</i>						
7	Мiocен	верхний	<i>G. tumida</i>	<i>G. margaritae</i>	<i>Globorotalia sphaericomiozea</i>	Комплекс с <i>G. acostaensis</i> , <i>G. scitula</i> , <i>G. bulloides</i>		
8			<i>Globorotalia plesiotumida</i>	<i>G. conomiozea</i>				
9			<i>Globorotalia merotumida</i>	<i>Globorotalia miozea</i> – <i>Globorotalia conoidea</i>	<i>Globorotalia miotumida</i>			
10			<i>G. continua</i>	<i>G. continua</i>				
11			<i>G. nepenthes</i> – <i>G. siakensis</i>	<i>G. nepenthes</i>				
12			<i>Sph. subdehiscens</i>	<i>Globigerina druryi</i>			<i>Globorotalia mayeri</i>	Комплекс с <i>G. siakensis</i> , <i>G. bulloides</i> , <i>G. uvula</i>
13			<i>Globorotalia fohsi lobata</i>					
14			<i>Globorotalia fohsi fohsi</i>					
15			нижний	средний	<i>Globorotalia peripheroacuta</i>		<i>Orbulina suturalis</i> – <i>G. peripheroronda</i>	<i>Orbulina suturalis</i>
16					<i>Globorotalia peripheroronda</i>		<i>Praeorbulina glomerosa</i>	<i>Praeorbulina glomerosa</i>
17	<i>Praeorbulina glomerosa</i>	<i>G. bisphaerica</i>						
18	<i>Globigerinatella insueta</i>	<i>G. miozea</i>			<i>Globigerinoides trilobus</i>	Комплекс с <i>G. miozea</i> , <i>G. incongita</i> , <i>G. zelandica</i>		
19	<i>Globigerinita stainforthi</i>	<i>G. zealandica</i>						
20	<i>Globigerinita dissimilis</i>	<i>Globorotalia incongita</i> – <i>Globorotalia semivera</i>						
21	<i>G. primordius</i> – <i>G. kugleri</i>	<i>Globorotalia kugleri</i>					<i>Globigerina woodi connecta</i>	<i>Globigerina woodi connecta</i>
22,5								

ширение пояса кремненакопления. Кремневые микроорганизмы (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты) получают самоудовлетворяющее значение, становятся полновластными хозяевами неогеновой стратиграфии. Базирующиеся на них зональные шкалы отличаются высокой стратиграфической разрешаемостью. К сожалению, в Южном океане скважины еще не вскрыли толщи осадков миоцена с непрерывной последовательностью слоев. Поэтому зональные шкалы миоцена по кремневым микроорганизмам требуют дальнейшего совершенствования. Но потенциальные возможности кремневого планктона для неогеновой (и четвертичной) стратиграфии блестяще демонстрируются разрезами плиоцена Аргентинской впадины и Фолклендского плато. По диатомеям в плиоцене выделяется до 10 зон. И как бы они в дальнейшем ни объединялись в более крупные единицы, достоверно одно – стратиграфическая разрешаемость кремневого планктона в неогене Южного океана исключительно велика.

Конечно, возможности известкового планктона для расчленения неогена Южного океана также были тесно связаны с ходом палеоклиматических изменений. В умеренной новозеландской схеме и умеренно субтропической шкале неогена поднят Риу-Гранди и Сан-Паулу по планктонным фораминиферам наиболее детально расчленены интервалы, отвечающие температурным максимумам, – основание миоцена, верхи нижнего миоцена – нижняя часть среднего миоцена, нижняя часть плиоцена. Гораздо хуже поддаются подразделению отложения верхней половины среднего миоцена, верхнего миоцена в целом и верхнего плиоцена, на которые приходится периоды понижения температур.

Основные особенности стратиграфического расчленения кайнозойских отложений высоких широт Южного океана по различным группам известкового и кремневого планктона суммированы в табл. 9 (см. вкл.). Для наглядности они объединены с аналогичными данными по меловым отложениям Фолклендского плато [Крашенинников, Басов, 1985]. Эта таблица демонстрирует изменение роли известкового и кремневого планктона на протяжении позднемезозойского и кайнозойского времени. В процессе ухудшения климатических условий (направленного похолодания) известковый планктон постепенно теряет свои разрешающие возможности, а кремневый планктон их приобретает и в конечном счете занимает доминирующую позицию.

Действительно, для расчленения меловых отложений Фолклендского плато основное значение имеют планктонные фораминиферы и наннопланктон. Микроорганизмы с кремневым скелетом в осадках практически отсутствуют, и правая нижняя часть таблицы представляет собой "белое пятно".

В палеоценовое и эоценовое время начинается становление пояса кремненакопления. Известковые микроорганизмы и кремневый планктон (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты) сосуществуют. Их роль для стратиграфического подразделения осадков примерно одинакова.

В олигоценое время происходит явная деградация известкового планктона – разрешающие возможности планктонных фораминифер и наннопланктона быстро убывают. В неогене и плейстоцене высоких широт эти две группы перестают быть опорой стратиграфии, что и находит отражение в "белом пятне" левой верхней части таблицы. Наоборот, значение кремневого планктона в олигоценое, неогеновое и четвертичное время прогрессивно нарастает.

Подобная картина стратиграфического расчленения мела и кайнозоя высоких широт Южного океана в сочетании с наличием детальных зональных шкал в тепловодной области земного шара бросает определенный свет на проблему глобальности стратиграфических единиц мела и кайнозоя. При этом проблема не выглядит простой и легко разрешимой, причем само решение будет зависеть от двух обстоятельств – возможностей фактического материала и нашего методического подхода к его интерпретации.

Ситуация с мелом и кайнозоем в тепловодной области земного шара достаточно ясна. Различные группы организмов развиваются не всегда синхронно – уровни их изменений подчас не совпадают, равно как и масштабы изменений на этих рубежах. Выбранная надлежащим образом ортостратиграфическая группа (например, планктонные фора-

миниферы) обеспечивает корреляцию осадков этого возраста с помощью единой зональной шкалы. Такие шкалы мы имеем и для мела и для кайнозоя. Объединение зон в более крупные единицы (с учетом эволюционных изменений фораминифер различной масштабности на разных уровнях) приведет к единому пониманию объемов остальных стратиграфических категорий — от ярусов до систем. Конечно, состав планктонных фораминифер меняется в пределах зоны (он не может не меняться!) в зависимости от конкретной биономической (фациальной) обстановки и палеоклиматических поясов, т.е. каждая зона характеризуется набором нескольких конкретных палеоценозов фораминифер. Если мы встаем на другую методическую позицию — региональность зональных категорий со строго определенными ассоциациями планктонных фораминифер, то мы вступаем в полосу очень больших затруднений. Эти региональные шкалы очень полезны для геологических исследований в каких-то областях, но приводят к хаотическому состоянию стратиграфии в случае обширных сегментов земного шара (территорий и акваторий). Сегодня мы можем твердо и определенно сказать — есть все предпосылки для создания единой унифицированной шкалы мела и кайнозоя тепловодной области.

Следующий шаг — переход от субглобальной стратиграфии к глобальной в точном значении этого слова. Существуют ли глобальные подразделения различного ранга — от зоны до системы с точными совпадениями границ во всех палеоклиматических поясах? И здесь на первый план выходят наши знания о стратиграфии высокоширотных областей Земли, где карбонатный планктон полностью замещается планктоном с кремневым скелетом. Прежде всего какова наша методическая предпосылка? Будем ли мы считать, что зона по планктонным фораминиферам, возведенная в ранг хронозоны, может определяться синхронными ассоциациями кремневых микроорганизмов (радиолярий, диатомей, силикофлагеллят)? Только при подобном подходе можно говорить о глобальности зональных единиц и более крупных стратиграфических подразделений как суммы зон. Далее решающее слово будет за самим фактическим материалом: синхронно ли изменялись планктонные фораминиферы и наннопланктон в низких широтах и кремневый планктон (радиолярии, диатомей, силикофлагелляты) в высоких широтах? Пути решения этой проблемы достаточно ясны: необходимы скважины в умеренно субтропической и умеренной областях, которые вскроют осадки со смешанными ассоциациями известкового и кремневого планктона.

Из табл. 9 следует одно парадоксальное обстоятельство. Конечно, в силу более теплых климатических условий, нежели в кайнозое, стратификация меловых отложений высоких широт Южного океана с помощью известкового планктона более проста и надежна, чем в кайнозое. Но высокоширотные комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона из меловых отложений уже обедненные. Они не дают надежной зональной стратиграфии и лишь в общем виде обосновывают границы ярусов. Но в меловое время еще не было пояса кремненакопления, и бедный кремневый планктон не в состоянии возместить потерю стратиграфической разрешаемости известкового планктона. Подобная ограничительная возможность палеонтологической базы чрезвычайно обостряет проблему меловой стратиграфии.

В кайнозое высоких широт бремя детальной стратификации осадков все более и более перекладывается на плечи кремневого планктона. Разрешающая его способность велика. Уже сейчас мы можем сказать, что она не уступает таковой известкового планктона в тепловодной области Земли. Следовательно, наши усилия должны быть сконцентрированы на вопросах синхронности изменения известкового и кремневого планктона, т.е. корреляции зональных шкал палеогена и неогена по различным группам планктона из умеренно холодноводной, умеренной и субтропической областей Южного океана. Окончательное решение данной проблемы в настоящий момент выглядит неопределенным, но пути достижения истинного положения вещей ясны, и это вселяет уверенность в правильности выбранного направления научных исследований.

Изложенный материал наглядно показывает, что на современном уровне наших знаний стратиграфические исследования немыслимы без тесной увязки с палеоэкологией (фациальным и палеоклиматическим анализом) и тафономией.

ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА И СИСТЕМЫ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОДНЫХ МАСС В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

Видовой состав и разнообразие планктонных фораминифер, соотношение в комплексах тепловодных и холодноводных видов являются важным и надежным инструментом для восстановления температуры поверхностных вод в те или иные моменты геологической истории. Изменение этих показателей в разрезе осадков позволяет проследить климатические колебания в различных районах мира. Анализ видového состава планктонных фораминифер в кайнозойских отложениях Южного океана показывает, что на протяжении всего кайнозоя, начиная с палеоцена, они имеют отчетливо выраженный холодноводный характер. Смена их комплексов в осадках делает возможным восстановление климатических событий кайнозойского времени.

В последние годы широкое развитие получили физические методы исследования (в частности, изучение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатных раковинах планктонных организмов), позволяющие количественно оценивать колебания температуры поверхностных вод. В результате многочисленных исследований изотопного состава кислорода и углерода раковин планктонных и бентосных фораминифер, наннопланктона и карбонатных осадков построены кривые температурных колебаний как для относительно небольших временных отрезков кайнозоя, так и для всего кайнозоя в целом. Подобные работы выполнены для Атлантического [Saito, van Donk, 1974; Boersma, Shackleton, 1977a, b; Buchardt, 1978; Poore, Matthews, 1984; Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Boersma et al., 1979; Shackleton, Cita, 1979; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980a, b; Rabussier-Lointier, 1980; He et al., 1984; Oberhänsli et al., 1984; Smith, Poore, 1984], Индийского [Keller, 1983] и Тихого [Douglas, Savin, 1971, 1973, 1975; Keigwin, 1979; Shackleton, Kennett, 1975 a, b; Kennett et al., 1979] океанов.

Большое количество работ посвящено реконструкциям климатических колебаний в различных районах Мирового океана в течение четвертичного времени. Благодаря их контрастности и частой смене периодов потеплений и похолоданий изотопный палеотемпературный метод обладает для этого интервала максимальной разрешающей способностью. Детальный анализ этих исследований, перечисление и характеристика которых заняли бы здесь слишком много места, дан в обобщающих работах М.С. Бараша [1983] и Е.В. Ивановой [1984].

Накопленный обширный фактический материал по изотопному составу кислорода и углерода в раковинах различных планктонных и бентосных организмов вызвал появление ряда работ, где на основе его синтеза рассматриваются вопросы глобальной эволюции климата на протяжении всего кайнозоя и его связи с различными геологическими, палеогеографическими и палеоокеанологическими процессами [Ясаманов, 1982; Ушаков, Ясаманов, 1984; Shackleton, Kennet, 1975b; Kennett, Shackleton, 1976; Kennett, Houtz, Andrews et al., 1975; Savin, 1977; Savin et al., 1975; Shackleton, Opdyke, 1977].

При всей перспективности и несомненной ценности этих исследований они не всегда однозначно интерпретируются и требуют тщательного контроля другими методами, в первую очередь данными по распространению в осадках различных групп микроорганизмов. Это особенно важно в умеренных и высоких широтах, где изменения в той или иной группе организмов хорошо заметны и легко прослеживаются. В низких широтах с обильным карбонатным планктоном климатические колебания не настолько контрастны, чтобы их четко фиксировать и правильно интерпретировать. В приполярных областях с преимущественным развитием кремневого микропланктона климатические флюктуации также более сглажены и не контролируются распределением карбонатных микроорганизмов, которые здесь практически отсутствуют. В умеренных и высоких широтах изменения климата наиболее контрастны и отражаются в распространении карбонатного планктона. В этих районах он находится на пределе своей адаптации к неблагоприятным условиям и реагирует даже на незначительные изменения температуры воды — если не качественно, будучи обедненным в видовом отношении, то коли-

чественно, т.е. практически исчезая при похолоданиях и появляясь вновь при потеплениях.

До начала глубоководного бурения реконструкция палеоклиматических событий кайнозойского времени в высоких широтах южного полушария проводилась на основании изучения наземных разрезов, главным образом Новой Зеландии. Эти данные имели фрагментарный характер, а расчленение и датировка отложений базировались на местных стратиграфических шкалах, лишь приблизительно сопоставленных с надежными стратиграфическими схемами тропической—субтропической области. Первоначально отбор кернa в скважинах глубоководного бурения был эпизодическим. Восстановление детальной картины эволюции климата в южном полушарии оказалось далеко не простым делом.

Лишь в последние годы получены полные разрезы кайнозойских отложений в высоких широтах южного полушария, и в частности в Южной Атлантике. Изучение в этих разрезах последовательной смены комплексов микроорганизмов, а в ряде случаев изотопного состава кислорода в раковинах планктонных и бентосных фораминифер и наннопланктона дало возможность восстановить картину климатических колебаний в кайнозойское время, связанных с формированием покровного оледенения в Антарктиде.

Планктонные фораминиферы реагируют на изменения температуры поверхностных вод двояким образом, и характер их реакции зависит от степени климатических изменений. При слабоконтрастных климатических флюктуациях, которые имеют место в высоких широтах при незначительных изменениях климата, а в пределах тропической—субтропической области при крупных глобальных понижениях и повышениях температуры, в структуре комплексов планктонных фораминифер происходят изменения главным образом за счет увеличения или уменьшения в них роли тепловодных и холодноводных элементов, т.е. количественные изменения. При увеличении контрастности климатических колебаний, чаще всего наблюдаемых в умеренных и высоких широтах при значительных изменениях температуры, термофильные виды фораминифер перестают играть в комплексе заметную роль, а часто совсем исчезают за счет сокращения их географических ареалов. В этом случае колебания температуры поверхностных вод проявляются в изменениях видового состава фораминифер, т.е. качественной структуры комплексов.

Многочисленными исследованиями последних лет установлены эмпирические температурные ряды планктонных фораминифер, показывающие связь их видов с оптимальной температурой поверхностных вод [Bandy, 1964; Berger, 1968; Бараш, Громова, 1969; Бараш, 1970; Бараш, Блюм, 1974, 1975; Бараш, Оськина, 1978; Иванова, 1983]. Температурные ряды, построенные на статистически обработанных данных по распределению современных видов планктонных фораминифер в поверхностных водах различных широтных зон, дают возможность с достаточно большой точностью восстанавливать температуру воды в геологическом прошлом. Однако большинство ныне живущих планктонных фораминифер появилось в послемiocеновое время, и применение этого метода ограничено самым поздним кайнозоем. Попытки механического перенесения температурных корреляций в современных комплексах фораминифер на ранне- и среднекайнозойские комплексы могут привести к значительным ошибкам при реконструкциях палеоклимата. Поэтому при восстановлении климатических колебаний в более древние геологические эпохи по изменениям соотношения в комплексах тепловодных и холодноводных видов можно говорить скорее об относительных повышениях и понижениях температуры поверхностных вод.

В теплых тропических и субтропических водах планктонные фораминиферы характеризуются высоким видовым разнообразием и преобладанием в комплексе видов с крупными орнаментированными килеватыми раковинами, часто со свободным расположением камер. Типичным тепловодным представителем является род *Globorotalia*, широко распространенный в тропической—субтропической области. В холодных водах умеренных и высоких широт планктонные фораминиферы, напротив, имеют низкое

видовое разнообразие. Их раковины отличаются небольшими размерами и компактным расположением шаровидных неорнаментированных камер. Типичным представителем фораминифер в холодных водах является род *Globigerina*.

Вариации видового состава планктонных фораминифер как метод восстановления относительных понижений и повышений температуры поверхностных вод впервые были использованы Г. Дженкинсом [Jenkins, 1968, 1973] при изучении кайнозойских отложений Новой Зеландии. По данным этого исследователя, видовое разнообразие планктонных фораминифер возрастает в периоды потеплений и повышения температуры поверхностных вод. При похолоданиях и падении поверхностных температур в океане уменьшается и видовое разнообразие фораминифер. Конечно, видовое разнообразие является функцией многих абиотических факторов, но полученные кривые климатических колебаний с учетом изменения комплексов фораминифер обнаруживают неплохую корреляцию с данными, полученными другими методами.

Как уже отмечалось нами ранее [Крашенинников, Басов, 1985], при палеоклиматических реконструкциях на основе изучения смены комплексов планктонных и бентосных фораминифер по разрезу необходимо учитывать влияние на их состав и соотношение видов внутри комплексов избирательного растворения. Последнее, удаляя из осадка виды с легкорастворимой раковиной, может привести к искажению истинного состава биоценоза фораминифер и соотношения в нем тепловодных и холодноводных видов. Построенные на примере изучения современных, неогеновых и палеогеновых комплексов планктонных фораминифер эмпирические ряды растворения — от легкорастворимых к наиболее устойчивым видам [Berger, 1968, 1970, 1971; Sliter et al., 1975; и др.], несмотря на их некоторую противоречивость, показывают, что устойчивость к избирательному растворению зависит от морфологии раковины, их формы, плотности упаковки камер в оборотах, толщины стенки и степени их орнаментации и пористости.

Интенсивность процессов растворения карбонатных раковин планктонных фораминифер на дне океана зависит от положения уровня карбонатной компенсации, т.е. глубины, ниже которой растворение карбоната кальция не компенсируется его поступлением из поверхностного слоя воды. В свою очередь, уровень карбонатной компенсации определяется географическим положением, продуктивностью карбонатного планктона в поверхностных водах и глубинной циркулирующей водных масс. Его положение не остается постоянным во времени. При этом изменение может быть долговременным и иметь региональный или субглобальный характер, например при увеличении или уменьшении сноса карбонатного материала с континентов при трансгрессиях и регрессиях (или при повышении уровня Мирового океана), при увеличении или уменьшении продуктивности карбонатного планктона в поверхностных водах и, наконец, при миграциях климатических поясов и изменениях системы циркуляции водных масс в результате глобальных тектонических перестроек.

Положение уровня карбонатной компенсации может меняться и в силу местных причин, например при кратковременных изменениях в придонной или приповерхностной циркуляции, вариациях продуктивности карбонатного планктона в поверхностных водах при усилении или ослаблении процессов апвеллинга и др. В этом случае изменения его положения будут иметь локальный и недолговременный характер.

Достаточно очевидно, что для разграничения влияния климатических осцилляций и колебаний уровня карбонатной компенсации (региональных, субглобальных и местных) на характер распределения в осадках планктонных фораминифер необходимо изучение этого распределения в одновозрастных отложениях различных районов одной и той же климатической зоны и сравнение его с их распространением в разных широтных областях.

Таким образом, сочетание традиционного палеонтологического и новейшего изотопного методов восстановления и оценки колебаний климата в геологическом прошлом обеспечивает их взаимный контроль и повышает надежность палеоклиматических реконструкций.

Климатические колебания тесно связаны с изменениями в системе циркуляции водных масс, часто являясь причиной этих изменений. Так, в периоды глобальных потеплений океан прогревался более равномерно, что обуславливало понижение широтного и вертикального температурных градиентов и ослабевание конвекции в океанах. При глобальных похолоданиях, напротив, вместе с понижением температуры воды в океане одновременно более выраженными становились вертикальный и широтный температурные градиенты, что приводило к усилению циркуляции водных масс. В свою очередь, изменения в системе океанской циркуляции оказывали непосредственное влияние на климат отдельных регионов и планеты в целом. По этой причине эволюция климата и эволюция системы циркуляции водных масс в высоких широтах южного полушария на протяжении кайнозоя рассматривается нами совместно.

Хотя планктонные фораминиферы в высоких широтах южного полушария имеют отчетливо выраженный холодноводный характер, в результате анализа их качественного состава и видового разнообразия, а также численности и сохранности раковин планктонных и бентосных видов в кайнозойских осадках Юго-Западной Атлантики нами построена кривая относительных температурных колебаний в этом регионе в течение большей части кайнозоя. В позднем кайнозое в связи с резким похолоданием главную роль в стратиграфических и палеоклиматических построениях в высоких широтах играет кремневый микропланктон. Тем не менее, несмотря на обедненный состав и эпизодическую встречаемость, карбонатный планктон служит важным дополнительным средством при палеоклиматических реконструкциях. Генерализованная палеотемпературная кривая кайнозоя, построенная на основе распространения карбонатных и кремневых организмов в разрезах кайнозойских осадков Юго-Западной Атлантики (Фолклендское плато и Аргентинская котловина), представляется в следующем виде (рис. 32).

Граница кайнозоя и мезозоя в высоких широтах Южной Атлантики отмечена значительным падением температуры, которое началось на рубеже кампана и маастрихта и продолжалось в раннем палеоцене. Это понижение температуры в Юго-Западной Атлантике находит отражение в резкой смене условий осадконакопления и состава отложений. На Фолклендском плато на чистых нанно-фораминиферовых илах верхнего кампана — нижнего маастрихта с обильными планктонными фораминиферами с размывом залегают бескарбонатные цеолитовые пелагические глины палеоцен-эоценового возраста в скв. 511 и 330 и глинисто-диатомовые илы в скв. 327. Эти отложения лишены остатков карбонатных организмов и представляют собой фацию растворения, накопившуюся в условиях понижения температуры поверхностных и придонных вод и повышения уровня карбонатной компенсации в этом районе.

Резкое похолодание на границе мелового и палеогенового периодов, которое, по мнению ряда исследователей, явилось причиной массового вымирания многих групп фауны и флоры по всему земному шару, в высоких широтах южного полушария связано, вероятно, с началом термической изоляции Антарктиды. Раздвижение фрагментов Гондваны началось в поздней юре — раннем мелу и продолжалось в позднем мелу. Оно привело к перестройке системы циркуляции водных масс, проникновению теплых вод в высокие широты и их охлаждению [Ушakov, Ясаманов, 1984].

Возможно, к этому времени приурочено и зарождение кругового течения, которое по часовой стрелке огибало Антарктиду и примыкавшую к ней Австралию. При этом тихоокеанские воды могли проникать в Южную Атлантику либо через узкий мелководный пролив на месте современного пролива Дрейка, либо через пролив (или проливы) между Восточной и Западной Антарктикой, существование которого (или которых) подтверждается палеомагнитными данными [Ludwig, Krashennikov et al., 1983]. Кроме того, некоторые исследователи предполагают наличие мелководного пролива между Антарктидой и Австралией, возникшего задолго до начала их разделения в раннепалеогеновое время [Veevers, Heitzler, 1974].

Появление кругового течения могло привести к некоторой термической изоляции Антарктиды и образованию в ее приполюсной части ледников. С началом оледенения

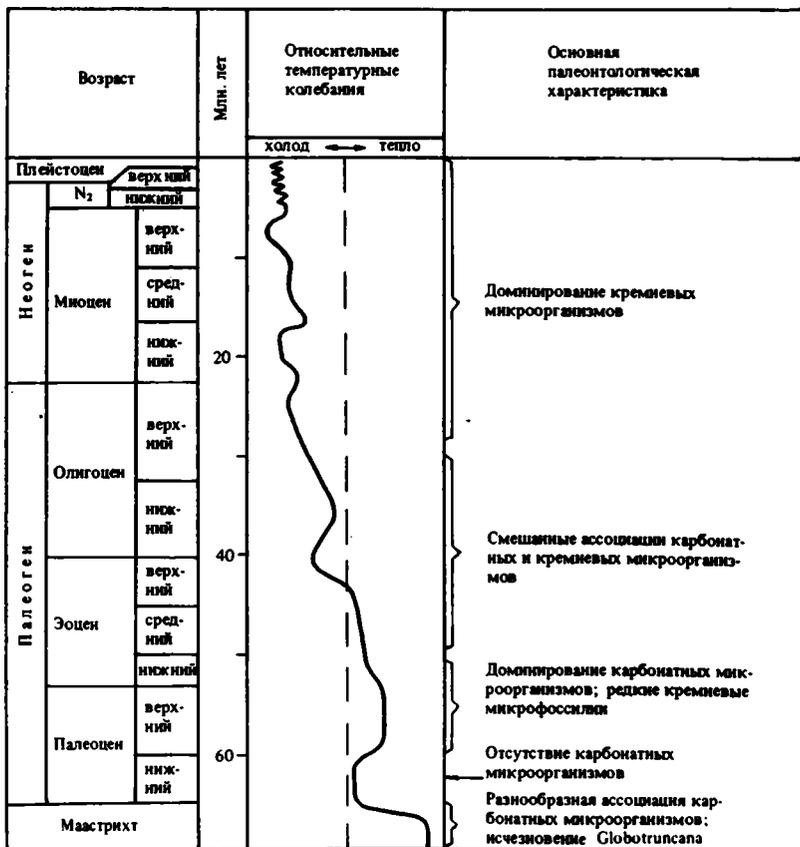


Рис. 32. Относительные температурные колебания в кайнозое в районе Фолклендского плато, восстановленные по планктонным фораминиферам, и основные палеонтологические события, сопровождающие климатические флюктуации

приполюсных районов Антарктиды, возможно, связано резкое падение уровня океана в позднем маастрихте [Vail, Hardenbol, 1979].

По данным изотопного анализа раковин планктонных и бентосных фораминифер, палеотемпературы поверхностных вод в период с кампана по ранний палеоцен понизились в Южной Атлантике на $3,5^{\circ}\text{C}$, в то время как температуры придонных вод за этот же период уменьшились приблизительно на 5°C [Saito, van Donk, 1974]. Такой же порядок цифр для поверхностных и придонных вод был получен при анализе изотопного состава раковин планктонных и бентосных фораминифер из меловых — нижнепалеоценовых отложений возвышенности Шатского в северо-западной части Тихого океана [Douglas, Savin, 1975]. В период от позднего маастрихта до раннего палеоцена температуры поверхностных вод в этом районе понизились приблизительно на $2,5^{\circ}\text{C}$, а температура придонных вод уменьшилась на $4,5^{\circ}\text{C}$.

Несмотря на то что похолодание на рубеже мезозоя и кайнозоя является общепризнанным, в последние годы появились работы, в которых высказывается прямо противоположная точка зрения на события, имевшие место в это время. А. Борсма с соавторами [Boersma et al., 1979] проанализировали изотопный состав кислорода в раковинах различных видов планктонных и бентосных фораминифер из нижнепалеоценовых и пограничных с мелом осадков из Северо-Восточной, Центральной и Южной Атлантики и Карибского бассейна и пришли к выводу, что на границе мела и палеогена произошло не понижение, а, напротив, повышение температуры поверхностных и придонных вод. Это

потепление имело место в самом конце маастрихта и, возможно, в раннедатское время (базальные слои зоны *Globigerina eugubina*). В результате температуры придонных и приповерхностных вод в Юго-Западной Атлантике, на возвышенности Риу-Гранди (скв. 356) и в Северо-Восточной Атлантике повысились соответственно до 13 и 22°C. Высокие температуры поверхностных вод: до 21–22°C в умеренных широтах (скв. 384) и до 24–25°C в более низких широтах (скв. 356) – сохранились практически на протяжении всего палеоцена. Лишь в верхней части раннего палеоцена (зона *Acarinina uncinata*) и в средней части позднего палеоцена (зона *Globorotalia pseudomenardii*) отмечено два относительных похолодания, когда температура поверхностных вод понизилась до 16–17°C в Северо-Восточной Атлантике (скв. 384) и до 20–22°C на возвышенности Риу-Гранди (скв. 356). Температура придонных вод в течение палеоцена варьировала от 8–10°C в периоды относительных похолоданий до 13°C при потеплениях.

В 73-м рейсе "Гломар Челленджера" в центральной части Южной Атлантики и в районе Капской впадины проведено специальное биостратиграфическое и геохимическое изучение осадков вблизи границы мела и палеогена в скважинах с непрерывным и нарушенным разрезом карбонатных осадков. Оно выявило исключительно сложную картину климатических флюктуаций на рубеже мезозоя и кайнозоя, сопровождаемых различными событиями [He et al., 1984; Hsü, 1984; Hsü, McKenzie et al., 1984; Smith, Poore, 1984].

По данным изотопно-кислородного анализа, проведенного по нефракционированным осадкам, разделенным по их тонкой и грубой фракциям и бентосным видам фораминифер, максимальное падение температуры на 8°C зафиксировано непосредственно на границе мела и палеогена. Это понижение температуры было исключительно кратковременным и соответствовало, вероятно, временному интервалу в 100 лет. Однако уже в 5 см выше границы температура резко увеличилась до значений, характерных для маастрихта. Максимальные значения температуры (на 2–10°C больше, чем позднемаястрихтские) отмечены в 1,5 м выше, т.е. приблизительно через 10 000 лет после ее падения на границе [He et al., 1984; Hsü, 1984].

Колебания температуры вод на рубеже мезозоя и кайнозоя сопровождались резким уменьшением содержания в пограничных осадках карбоната кальция – с 40% в верхнемаястрихтских слоях до 2% в базальном слое кайнозойского разреза; аномально высоким содержанием в них иридия; аномальным кратковременным падением содержания ¹³C в пограничном слое и последующим аномальным его повышением через 40 000 лет; постепенным, но все же довольно быстрым (в течение 40 000 лет) вымиранием позднемелового известкового наннопланктона [Hsü, 1984; He et al., 1984; Percival, 1984; Smith, Poore, 1984].

Анализ этих событий позволит швейцарскому ученому К. Хсю выдвинуть гипотезу о том, что все эти изменения на рубеже мезозоя и кайнозоя не были мгновенными с геологической точки зрения, а происходили на протяжении 50 000 лет и явились следствием столкновения Земли с крупным космическим телом, следы которого обнаружены на территории СССР в виде кратеров у городов Каменск и Гусев. Последующее увеличение в атмосфере содержания углекислого газа и усиление парникового эффекта на всей планете могли привести к повышению температуры атмосферы и океана. Такая быстрая высокоамплитудная смена температур и отравление вод цианидами при взрыве могли стать причиной возникновения стрессовых условий в среде обитания и, как следствие, массового вымирания морских планктонных и наземных организмов.

Хотя данной гипотезе и нельзя отказать в стройности и логичности, тем не менее следует согласиться с Э. Хэллемом [1983], что "нельзя пока отвергнуть и менее умозрительные объяснения" [с.280] всех аномалий на границе мезозоя и кайнозоя. Не нужно забывать, что похолодание, особенно сильно проявившееся на рубеже мела и палеогена, началось гораздо раньше (в позднем кампане – раннем маастрихте) и продолжалось в раннем палеоцене. Именно к этому периоду приурочено значительное понижение

уровня океана и глобальная регрессия, а также отмеченные во многих районах Мирового океана длительный перерыв в осадкообразовании или же накопление фаций растворения. Обогащение пограничного слоя осадков иридием, по мнению Э. Хэллема, не обязательно должно однозначно свидетельствовать об одновременном привнесении в них внеземного вещества. Оно может означать "устойчивый привнос в океаны микрометеоритного материала в те интервалы, когда по тем или иным причинам скорость осадконакопления сильно снижалась" [с. 280], т.е. происходило его концентрирование, как это наблюдается в настоящее время в глубоководных красных глинах.

Зарождение поверхностного Циркумантарктического течения и начало термической изоляции Антарктиды явились, вероятно, причиной прогрессирующего ухудшения климата в высоких широтах южного полушария в течение кайнозоя.

После падения температуры на рубеже мезозоя и кайнозоя в позднем палеоцене — раннем эоцене на Фолклендском плато установились тепловодные условия, отмеченные присутствием разнообразной ассоциации видов *Globigerina*, *Acarinina* и бескилевых *Globorotalia* вместе с редкими килеватыми представителями этого рода. Позднепалеоценовая—раннеэоценовая ассоциация планктонных фораминифер имеет максимальное для всего кайнозоя видовое разнообразие. В соответствии с коррелятивной связью палеотемператур поверхностных вод с видовым составом планктонных фораминифер, установленной Г. Дженкинсом [Jenkins, 1968, 1973], этому периоду отвечают и максимальные температуры поверхностных вод в районе Фолклендского плато.

Великолепным подтверждением этого положения служат комплексы планктонных фораминифер из нижнеэоценовых осадков плато Кэмпбелл (скв. 277) к югу от Новой Зеландии (52° ю.ш.). Достаточно многочисленные килеватые глобороталии (*Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *G. wilcoxensis*, *G. formosa gracilis*, *G. aragonensis*, *G. caucasica*) в сочетании с разнообразными акарининами четко указывают на температурный максимум нижнеэоценового времени. Очевидно, на более поздних этапах кайнозойского времени температуры уже не достигали подобных значений.

По оценкам Х. Оберхансли с соавторами [Oberhänsli et al., 1984], в период с раннего палеоцена по ранний эоцен повышение температуры в северной части Капской впадины (скв. 524) составило около 5°С для поверхностных вод и 2–3°С для придонного слоя воды. Измерения палеотемператур, проведенные по изотопно-кислородному составу в двух образцах палеоценового и в двух образцах раннеэоценового возраста из скв. 357 на возвышенности Риу-Гранди, показали, что температура придонных вод в этот период, когда район скважины находился на батимальных глубинах и на 10° южнее по сравнению с ее современным положением (30° ю.ш.) составляла 11–12°С [Boersma, Shackleton, 1977b].

Несколько другие значения были получены при изотопно-кислородных исследованиях раковин планктонных и бентосных фораминифер из верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых отложений скв. 277 на плато Кэмпбелл в юго-западной части Тихого океана [Shackleton, Kennett, 1975]. Температура поверхностных вод в это время, по мнению Н. Шеклтона и Дж. Кеннетта, достигала 18–20°С, а температура придонных вод составляла 14–17°С. При этом следует отметить, что район скв. 277 в настоящее время находится на широте 52°, а в палеоцене—эоцене занимал еще более южное положение [Kennett et al., 1975].

Несмотря на такое расхождение в оценках палеотемператур в разных районах, ясно, что палеоценовое—раннеэоценовое потепление не было свойственно только юго-западной части Атлантического океана, а проявилось также в других районах высоких широт южного полушария и имело, как мы увидим далее, глобальный характер.

По фауне фораминифер трудно сравнивать климатические условия конца мела (маастрихта) и позднего палеоцена — раннего эоцена. Однако появление в разрезе скв. 327 и 511 диатомово-радиоляриевых илов свидетельствует, скорее всего, о более холодных климатических условиях в позднем палеоцене — раннем эоцене по сравнению с маастрихтом.

Начиная со среднего эоцена в Юго-Западной Атлантике происходило прогрессиру-

ющее понижение температуры с относительными ее повышениями и резкими падениями в отдельные периоды.

Средний эоцен Фолклендского плато отмечен довольно разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер, которая включает виды *Globigerina*, *Acarinina*, *Pseudogloboquadrina*, *Pseudohastigerina*, *Globigerapsis* и *Globorotalia*, но лишена килеватых форм последнего рода. Отсутствие термофильных представителей *Globorotalia* и широкое развитие кремневых микроорганизмов свидетельствуют о некотором понижении температуры поверхностных вод по сравнению с поздним палеоценом — ранним эоценом.

Постепенное похолодание продолжалось и в позднем эоцене, что подтверждается дальнейшим уменьшением видового разнообразия планктонных фораминифер и исчезновением относительно тепловодных видов.

По данным изотопного анализа, температура поверхностных вод на протяжении среднего и позднего эоцена в пределах Фолклендского плато колебалась от 9 до 12°С [Muza et al., 1983].

Понижение температуры поверхностных вод в средне- и верхнеэоценовое время четко наблюдается и в Капской впадине. Правда, осадки палеоцена и нижнего эоцена здесь скв. 360 не вскрыты, но мы можем провести аналогию с микрофауной из одновозрастных осадков на Мозамбикском хребте в Индийском океане, пройденных скважинами примерно на тех же широтах. Килеватые глобороталии, столь обычные для палеоцена и нижнего эоцена Мозамбикского хребта, не получают развития в среднем—верхнем эоцене Капской впадины. Этому интервалу времени здесь свойствен умеренно субтропический комплекс планктонных фораминифер, в котором резко доминируют виды *Acarinina*, *Globigerina*, *Globigerapsis*, *Hantkenina*.

Похолодание среднего—верхнего эоцена демонстрируется в Новой Зеландии постепенным падением видового разнообразия планктонных фораминифер [Jenkins, 1973] и находит отражение на палеотемпературных кривых, полученных при изучении изотопного состава планктонных и бентосных фораминифер в скважинах, пробуренных в высоких широтах южного полушария [Shackleton, Kennett, 1975]. Оно связано, вероятно, с перестройкой системы циркуляции водных масс в южном полушарии, которая происходила в это время (рис. 33).

Прекрасной иллюстрацией являются комплексы планктонных фораминифер в скв. 277 на плато Кэмпбелл. В среднем эоцене доминируют виды *Acarinina*, *Globigerina*, *Pseudogloboquadrina*, *Globigerapsis*, *Pseudohastigerina*, а килеватые глобороталии (*Globorotalia spinulosa*) редки и мелких размеров. В верхнем эоцене постепенное понижение температуры поверхностных вод продолжается и в ассоциациях планктонных фораминифер заметную роль играют холодноводные *Globigerina angiporooides* и другие виды этого рода, а также представители *Globorotaloides*, *Globigerinita*, *Chiloguembelina*.

Граница эоцена и олигоцена в пределах Фолклендского плато отмечена сменой преимущественно карбонатного биогенного осадконакопления (в позднем палеоцене и эоцене) кремнистым биогенным (в олигоцене и неогене). В составе планктонных фораминифер, встречаемых в нижнеолигоценых отложениях скв. 511, доминируют умеренные и холодноводные виды родов *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides* и *Globorotalia*. Отчетливая холодноводная характеристика (низкое видовое разнообразие, простые морфотипы) свойственна вообще ассоциации планктонных фораминифер Южного океана, начиная с раннего олигоцена [Kennett, 1976, 1978, 1980]. Смена характера осадконакопления и преобладание в комплексе фораминифер холодноводных элементов являются отражением глобального падения температуры поверхностных и придонных вод на этом рубеже, зафиксированного палеонтологическими и изотопно-кислородными исследованиями в различных районах земного шара.

Это резкое похолодание явилось результатом тектонической и океанологической перестройки, которая имела место на рубеже эоцена и олигоцена в Южном океане. К этому времени произошло отделение Австралии от Антарктиды с образованием между ними широкого глубоководного пролива [Kennett et al., 1975]. Хотя разделение Юж-

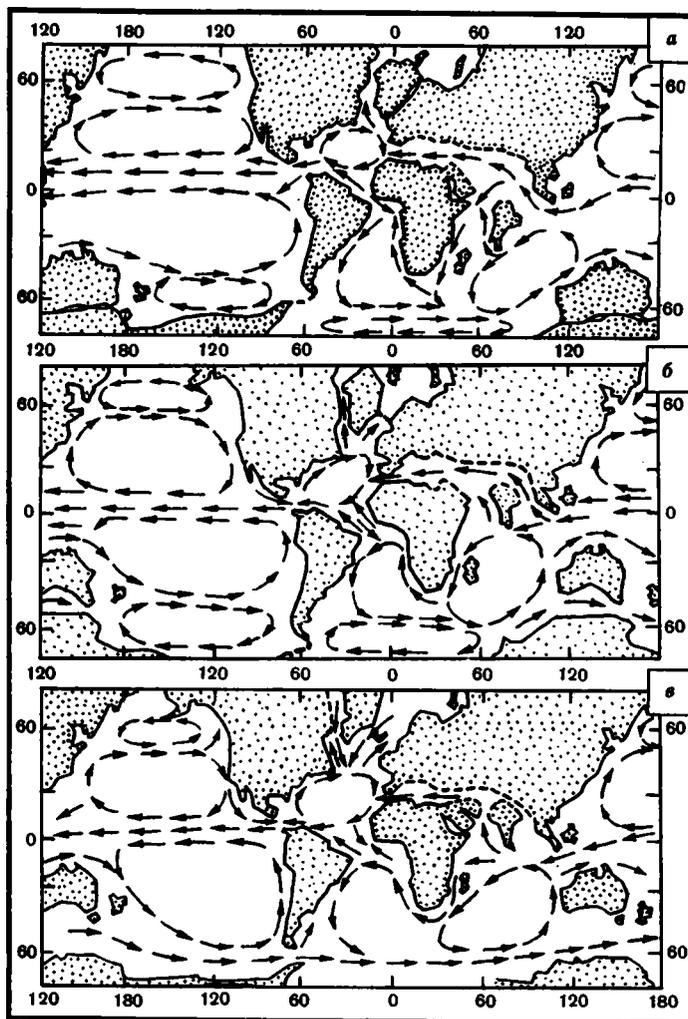


Рис. 33. Схема реконструкции палеоциркуляции в океане для палеоцена, 60 млн. лет (а), эоцена, 45 млн. лет (б), олигоцена, 25 млн. лет (в) [Наг, 1981]

ной Америки и Западной Антарктиды и раскрытие пролива Дрейка окончательно произошли в середине—конце олигоцена. П. Баркер и Дж. Баррелл [Barker et al., 1977] отмечают, что еще раньше на месте пролива существовал проход для течений шириной порядка 50 км и глубиной около 1000 м, через который тихоокеанские воды проникали в Южно-Атлантический бассейн. Почти полное отсутствие палеогеновых отложений в скв. 323 в море Беллинсгаузена, к западу от пролива Дрейка, вероятно, свидетельствует в пользу существования такого прохода [Weaver et al., 1976]. Кроме того, как уже отмечалось, тихоокеанские воды могли проникать в Южную Атлантику через проливы между Восточной и Западной Антарктидой, которая в это время представляла собой архипелаг.

Эти проливы обеспечивали относительно свободный водообмен Атлантического, Тихого и Индийского океанов в высоких широтах и вызвали образование пра-Циркумантарктического течения. В окончательном виде оно возникло позднее, к началу образования сплошного покровного оледенения в Восточной Антарктиде. Формирование ледового щита на обширных площадях привело не только к резкому похолоданию, но

и к увеличению вертикального и широтного температурного градиента, усилению придонной циркуляции и, как следствие, к прекращению осадконакопления или размыву во многих районах Южного океана отложившихся к этому времени илов. Перерыв на границе эоцена и олигоцена отмечен во многих скважинах в высоких широтах южного полушария в 28, 29, 36 и 71-м рейсах "Гломар Челленджера" [Hayes, Frakes et al., 1975; Kennett, Houtz et al., 1975; Barker, Dalziel et al., 1977; Ludwig, Krashennnikov et al., 1983] и, очевидно, обусловлен интенсификацией Циркумантарктического течения.

Изотопно-кислородные исследования в различных районах высоких широт южного полушария зафиксировали хорошо выраженное падение температуры поверхностных и придонных вод вблизи границы эоцена и олигоцена. Однако абсолютные оценки температур существенно различаются, что может быть связано с сохранностью анализируемого материала и с различной интерпретацией полученных данных.

В юго-западной части Тихого океана (скв. 277) падение температур на границе эоцена и олигоцена для придонных и поверхностных вод оценивается соответственно в 4 и 3,5°C. Абсолютные значения температуры придонных вод в раннем олигоцене составляют 5°C, поверхностных вод — 6,5°C [Shackleton, Kennett, 1975b]. Согласно оценкам А. Борсмы и Н. Шеклтона [Boersma, Shackleton, 1977b], температура придонной воды на рубеже эоцена и олигоцена в пределах возвышенности Риу-Гранди (скв. 357) равнялась примерно 6°C. В скв. 522 (северная часть Капской впадины) в интервале позднего эоцена и раннего олигоцена определено относительное падение температуры придонных вод на 5°C и температуры поверхностных вод на 3°C. Абсолютные значения температуры поверхностных и придонных вод составляли здесь соответственно около 6 и 2,5°C [Oberhänsli et al., 1984; Hsü, McKenzie et al., 1984]. Близкие значения температур поверхностных и придонных вод (7 и 3°C соответственно) получены для раннего олигоцена в скв. 511 [Muza et al., 1983]. Р. Пур и Р. Мэтьюз [Poore, Matthews, 1984] исходили при расчетах из предположения, что ледовый покров в Антарктиде в это время уже существовал. Они получили более высокие значения температуры поверхностных и придонных вод, которые на рубеже эоцена и олигоцена оценивались соответственно в 19 и 12°C.

Олигоценная ассоциация планктонных фораминифер, не отличаясь по видовому разнообразию от позднеэоценовой, представлена преимущественно космополитными толерантными видами родов *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides* и бескилевыми формами глобороталий. В середине олигоценового интервала наблюдается некоторое увеличение видового разнообразия фораминифер, что отвечает, вероятно, кратковременному периоду относительного потепления. Он фиксируется также по возрастанию видового разнообразия фораминифер в Новой Зеландии [Jenkins, 1973] и изотопными исследованиями в Южной Атлантике — на северном окончании Китового хребта в скв. 363 [Keller, 1983], на возвышенности Риу-Гранди в скв. 357 [Boersma, Shackleton, 1977b] и в юго-западной части Тихого океана [Shackleton, Kennett, 1975b].

Похолодание в олигоцене особенно сильно проявилось в его конце, когда планктонные фораминиферы в юго-западной части Атлантического океана практически полностью исчезли. Это похолодание, очевидно, связано с позднеолигоценным оледенением в Антарктиде.

Планктонные и бентосные фораминиферы в неогеновых осадках Южной Атлантики имеют чрезвычайно низкое видовое разнообразие и характеризуются исключительно неравномерным распространением, что отражает дальнейшее понижение температуры поверхностных и придонных вод. Преимущественное развитие получает кремневый микропланктон. В силу указанных особенностей планктонные фораминиферы не дают возможности проследить здесь в деталях климатические колебания в течение позднего кайнозоя, но они являются важным вспомогательным средством при палеоклиматических реконструкциях этого периода. Своим появлением или исчезновением в разрезе фораминиферы фиксируют наиболее важные климатические и океанологические события. Значительно более информативны комплексы планктонных фораминифер из неогеновых отложений юго-западного сектора Тихого океана (Новая Зеландия), достаточно богатые по видовому составу.

В распределении планктонных фораминифер в неогеновых осадках Юго-Западной Атлантики нашли отражение климатические колебания, связанные с формированием ледового щита в Антарктиде. В связи с низкими температурами поверхностных вод комплексы фораминифер были весьма обедненными.

Базальные слои миоцена в скв. 513 содержат всего три вида планктонных фораминифер, которые тем не менее служат показателем некоторого потепления, пришедшего на смену похолоданию в конце олигоцена, отложения которого в Юго-Западной Атлантике практически лишены раковин фораминифер (см. рис. 6, 15).

Увеличение видового разнообразия планктонных фораминифер до 5–6 видов отмечено в верхней половине нижнемиоценового интервала в скв. 329 [Tjalsma, 1977] и в среднем миоцене скв. 512. Оно связано с хорошо известным потеплением в конце раннего – начале среднего миоцена, которое зафиксировано также палеотемпературными исследованиями в Новой Зеландии [Devereux, 1967] и в скв. 279 в северной части хребта Маккуори [Shackleton, Kennett, 1975b].

Верхнемиоценовые осадки в скв. 512 характеризуются всего двумя-тремя видами планктонных фораминифер, а в скв. 513 в Аргентинской котловине раковины фораминифер в верхнемиоценовом интервале полностью отсутствуют. В скв. 329 в верхнем миоцене обнаружено шесть видов. Они имеют низкую численность, за исключением холодноводной *Globigerina bulloides* и космополитной *Globorotalia scitula* [Tjalsma, 1977]. Эта ассоциация свидетельствует о существенном понижении температуры поверхностных вод в позднем миоцене синхронно с максимальным оледенением в Антарктиде. Позднемиоценовому интервалу отвечает значительное смещение зоны Полярного фронта (Антарктической конвергенции) к северу, которое фиксируется во многих скважинах в Южном океане по резкой смене карбонатных или смешанных кремнисто-карбонатных осадков чистыми диатомовыми илами [Wise, 1981].

Б. Хак [Hак, 1980], детально изучивший распространение карбонатного наннопланктона в миоценовых отложениях Атлантического океана, отмечает в Южной Атлантике неоднократную смену по разрезу относительно холодноводной ассоциации кокколлитов с *Coccolithus pelagicus* и более тепловодного комплекса с дискоастерами и сфенолитами, которую он интерпретирует как чередование теплых и холодных периодов. Широкое распространение тепловодной ассоциации наннопланктона в умеренных и высоких широтах Южной Атлантики зафиксировано в середине раннего миоцена (21–22 млн лет назад), на границе раннего и среднего миоцена (16 млн лет назад), в середине среднемиоценового интервала (14 млн лет назад), на рубеже среднего и позднего миоцена (11–12 млн лет назад) и в середине позднего миоцена (8–9 млн лет назад) (рис. 34).

В плиоцен-четвертичных отложениях планктонные фораминиферы практически отсутствуют. Они содержат исключительно разнообразную ассоциацию кремневого микропланктона, что отражает установление в высоких широтах южного полушария холодноводных условий после образования в позднем миоцене мощного ледового покрова на всей территории Антарктиды. Относительные колебания температуры поверхностных вод в связи с географическими миграциями Полярного фронта (Антарктической конвергенции) являются, вероятно, следствием пульсаций в объеме полярных льдов и в деталях восстановлены по распространению радиолярий в осадках Аргентинской впадины (скв. 514) [Weaver, 1983; Ciesielski, Weaver, 1983]. Наиболее значительные географические флюктуации Полярного фронта находят отражение также в распространении в скв. 514 планктонных и бентосных фораминифер, которые присутствуют в отдельных прослоях и имеют обедненный видовой состав и низкую численность (рис. 35).

По данным кремневого микропланктона, на протяжении последних 4,1 млн лет отмечено восемь разноамплитудных смещений зоны Полярного фронта в северном направлении [Weaver, 1983; Ciesielski, Weaver, 1983].

Наиболее южное положение Полярный фронт занимал в течение верхней части палеомагнитной эпохи Гилберт и нижней части эпохи Гаусс. Этот интервал характеризуется относительно тепловодной ассоциацией радиолярий [Weaver, 1983] и максимальным видовым разнообразием планктонных (6–8 видов) и бентосных (до 10 видов) фораминифер.

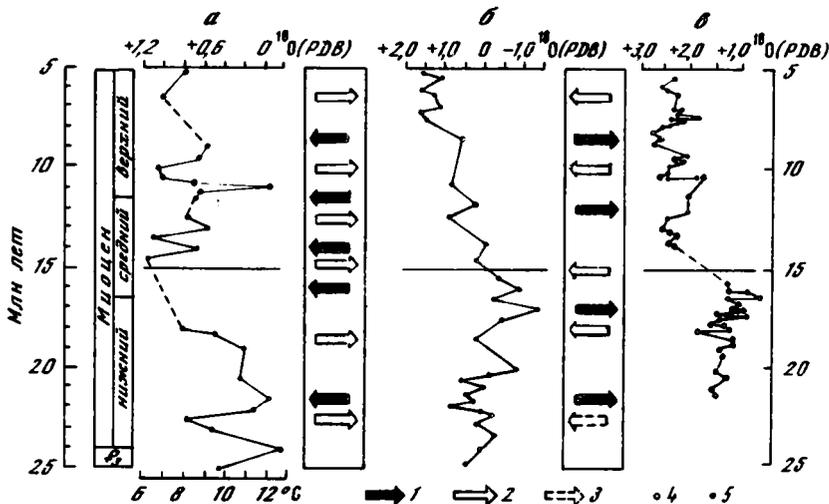


Рис. 34. Иммиграция тепловодных и холодноводных ассоциаций наннопланктона в Южную и Северную Атлантику в миоцене и их корреляция с палеотемпературными кривыми по данным изотопного анализа раковин планктонных и бентосных фораминифер [Наг, 1980]

а — Южная Атлантика, скв. 357; б — Северная Атлантика, скв. 116; в — экваториальная часть Тихого океана, сев. 289

Фораминиферы: а, б — планктонные, в — бентосные

1—3 — иммиграции ассоциаций: 1 — тепловодных, 2 — холодноводных, 3 — предполагаемые; 4 — *Cibicides kullenbergi*; 5 — *Cibicides* spp. Линия на уровне 15 млн. лет показывает время начала интенсивного роста ледового щита в Антарктиде

нифер [Krashennikov, Basov, 1983a]. Относительно тепловодные условия в Юго-Западной Атлантике по времени совпадают с периодом потепления, отмеченного в Тасмановом море (скв. 284) [Kennett, Vella, 1975; Shackleton, Kennett, 1975b], в море Росса и вблизи Восточной Антарктиды (скв. 274, 266) [Ciesielski, Weaver, 1974].

Этот длительный относительно теплый период в Юго-Западной Атлантике прерывался двумя короткими, но заметными похолоданиями, сопровождавшимися смещениями Полярного фронта к северу.

Первое из них имело место перед палеомагнитным событием Кочити (3,9—4 млн лет назад), характеризовалось максимальной амплитудой и привело к полному исчезновению фораминифер и развитию холодноводных видов радиолярий, свойственных водам к югу от Полярного фронта. Это похолодание имело, вероятно, региональный характер [Ciesielski, Weaver, 1983] и по времени совпадало с формированием ледового щита в Западной Антарктиде (3,95—3,9 млн лет назад) [Ciesielski et al., 1982].

Второе похолодание, выразившееся в смещении к северу Полярного фронта, произошло приблизительно 3,1 млн лет назад, хотя точная датировка и определение амплитуды смещения затруднены в связи с тем, что к этому времени в скв. 514 приурочен перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся около 0,7 млн лет [Ciesielski, Weaver, 1983]. Судя по полному отсутствию планктонных фораминифер на фоне относительного их разнообразия ниже и выше по разрезу, амплитуда смещения Полярного фронта была, возможно, такой же, как и 0,8 млн лет назад. Это похолодание синхронно с крупным оледенением в Патагонии (3,59 млн лет назад) [Mercer et al., 1975], с формированием ледового покрова в Баренцевом море (около 3,5 млн лет назад) [Kvasov, Blazhchishin, 1978] и, возможно, с началом оледенения в северном полушарии, которое, по некоторым оценкам, началось 3,2 млн лет назад [Shackleton, Opdyke, 1977].

В конце эпохи Гаусс наступает резкое необратимое похолодание, сопровождаемое миграцией к северу Полярного фронта, который уже никогда не заходил так далеко к югу, как в раннем плиоцене, хотя в течение позднего плиоцена — плейстоцена имели место его неоднократные пульсации.

Это необратимое похолодание коррелируется с позднеплиоценовым покровным оледенением в северном полушарии, которое сформировалось 2,6 млн лет назад [Shackleton, Kennett, 1975a] и нашло отражение в значительном увеличении материала ледового разноса в Северной Атлантике [Berggren, 1972]. Оно совпадает с первым оледенением в горах Сьерра-Невада в Северной Америке (2,7 млн лет назад) [Curry, 1966], с похолоданием в Новой Зеландии [Hornibrook, 1980], Тасмановом море [Kennett, Vella, 1975; Shackleton, Kennett, 1975b] и Южной Пацифике [Hays, Opdyke, 1967], а также с понижением уровня океана [Vail, Hardenbol, 1979].

Начиная с этого времени смещения Полярного фронта к северу и югу происходят с большей частотой и несколько меньшей амплитудой по сравнению с ранним плиоценом и отражают пульсации в объеме ледового покрова в южном полушарии [Kennett, 1982]. На протяжении позднего плиоцена — плейстоцена отмечено шесть таких миграций Полярного фронта в северном и южном направлениях [Weaver, 1983; Ciesielski, Weaver, 1983], из которых по планктонным фораминиферам фиксируются лишь те, которые его смещения к югу.

Особенности климатических колебаний неогенового времени четко отражены в зональной шкале Новой Зеландии, ибо степень ее детальности зависит от стратиграфической разрешаемости планктонных фораминифер. После некоторого потепления на рубеже олигоцена и миоцена, где выделяются зоны *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina woodi woodi*, *Globigerina woodi connecta*, следует нижнемиоценовый интервал с весьма недетальным расчленением (зона *Globigerinoides trilobus*). Великолепно наблюдается температурный оптимум в кровле раннего миоцена и базальной части среднего миоцена — зоны *Præorbulina glomerosa curva* и *Orbulina suturalis* содержат столь представительные комплексы фораминифер, что обеспечивают прямую корреляцию с тепловодной областью.

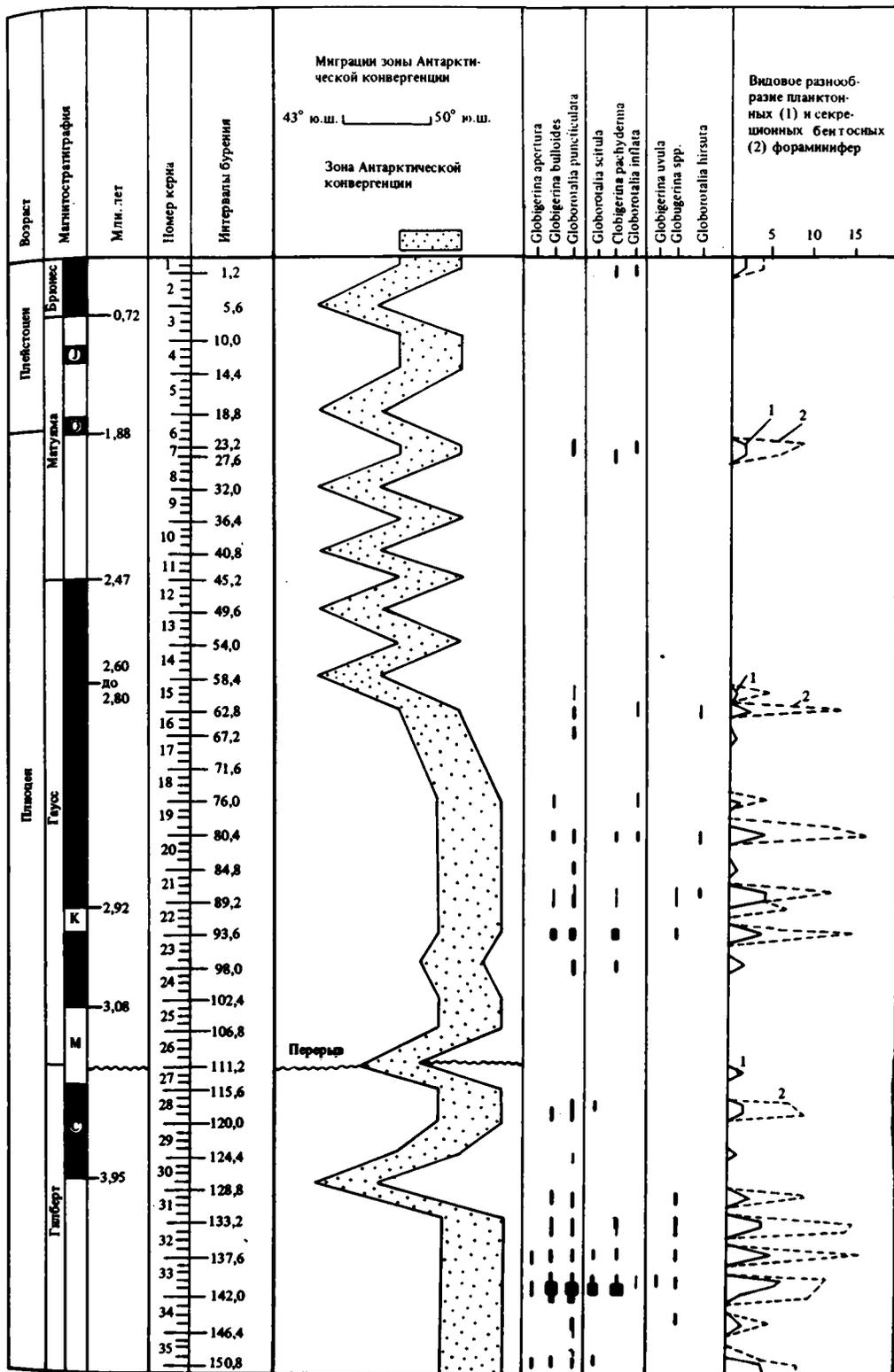
Не менее четко выражен температурный минимум верхней (большей) части среднего миоцена Новой Зеландии. Отложения этого возраста соответствует только одна зона *Globorotalia pauceri*, тогда как в тепловодной области синхроничные отложения подразделяются на серию зон. Заметным потеплением характеризуется нижняя половина позднемиоценового времени — комплекс планктонных фораминифер зоны *Globorotalia miotumida* достаточно богат и разнообразен. Похолодание позднего миоцена (местный ярус Капитизн) хорошо известно в Новозеландском регионе. Относительное богатство комплекса планктонных фораминифер (зона *Globorotalia miozea sphericomiozea*) связано с развитием специфической группы видов холодноводной *Globorotalia miozea s.l.*

Кратковременное потепление нижнеплиоценового времени сменилось устойчивым похолоданием позднего плиоцена — плейстоцена. В целом же весь интервал плиоцена и плейстоцена новозеландского региона был холодноводным, и зоны по планктонным фораминиферам здесь практически не выделяются.

История климатических колебаний в высоких широтах южного полушария неразрывно связана с историей формирования покровного оледенения в пределах Восточной и Западной Антарктиды и с эволюцией циркуляции водных масс в Южном океане.

Проблемам формирования ледового покрова в Антарктиде, его зарождения и роста, взаимосвязи с эволюцией Циркумантарктического течения и географическими миграциями гидрологических фронтов в последние годы было посвящено немало исследований [Ушаков, Ясаманов, 1984; Kennett et al., 1975; Shackleton, Kennett, 1975b; Margolis, 1975; Ciesielski, Wise, 1977; Barker et al., 1977; Kennett, 1977; Leckie, Webb, 1980, 1983; Loutit, Kennett, 1980a, b; Engelhardt, Webb, 1980; Boltovskoy, 1980; Ciesielski et al., 1982; Ludwig, Krashennikov et al., 1983]. Этот повышенный интерес к проблеме оледе-

Рис. 35. Географические миграции зоны Антарктической конвергенции в позднем кайнозое, восстановленные по кремневым и известковым микроорганизмам в скв. 514 (Аргентинская впадина)
Условные обозначения см. на рис. 7, 9



нения Антарктиды объясняется прежде всего тем влиянием, которое оно оказывало и оказывает на климат всей планеты.

Как уже упоминалось, первые высокогорные ледники в приполюсных областях Антарктиды появились, вероятно, на рубеже мезозоя и кайнозоя в ответ на начало термической изоляции Антарктического материка после зарождения кругового замкнутого или полузамкнутого поверхностного течения в высоких широтах южного полушария. Начало формирования покровного оледенения в отдельных районах Восточной Антарктиды по времени приурочено к границе эоцена и олигоцена, когда произошло окончательное разделение Антарктиды и Австралии и началось погружение Южно-Тасманова хребта. Этот хребет в течение длительного времени служил топографическим барьером, препятствовавшим свободному водообмену в высоких широтах Индийского и Тихого океанов [Kennett et al., 1975]. По данным Ш. Вернера [Werner, 1981], первое проникновение новозеландских рыб на южноавстралийский шельф через Тасманов пролив произошло в позднем эоцене. К этому же времени некоторые исследователи относят установление постоянной, вначале относительно мелководной связи между Тихим и Южно-Атлантическим океанами [Наг, 1981].

В результате термической изоляции Антарктиды температура поверхностных вод вокруг нее понизилась до значений, близких к точке замерзания, что привело к образованию сплошного маломощного ледового покрова в Восточной Антарктиде, который достиг береговой линии, и плавающих льдов вблизи материка [Kennett et al., 1975]. Это обусловило возникновение термогалинной циркуляции в океане и зарождение холодных антарктических придонных вод. Начиная с этого времени они распространяются на север, заполняя глубоководные впадины и формируя в Мировом океане психросферу, т.е. холодный придонный (температура менее 10°С) слой со своеобразной холодноводной психролерантной бентосной фауной [Benson, 1975]. Падение на 4°С температуры придонных вод на границе эоцена и олигоцена, по данным изотопного анализа бентосных фораминифер в скв. 277 на плато Кэмпбелл [Shackleton, Kennett, 1975b], свидетельствует о развитии этой водной массы. Б. Хак [Наг, 1981] связывает с этим явлением резкое понижение уровня карбонатной компенсации в океанах, отмеченное на рубеже эоцена и олигоцена [Van Andel et al., 1975].

Циркумантарктическое течение сформировалось окончательно в конце олигоцена после раскрытия пролива Дрейка [Barker et al., 1977] и погружения Южно-Тасманова хребта [Kennett et al., 1975].

В течение олигоцена продолжалось прогрессирующее похолодание с заметным падением температуры в позднем олигоцене. Это похолодание, вероятно, явилось следствием дальнейшего наращивания объема льда в Антарктиде. Образование основной массы льда в Антарктиде происходило в среднем—позднем миоцене после становления зоны Антарктической конвергенции в конце раннего — начале среднего миоцена. Это событие означало дальнейшее развитие термической стратификации в Южном океане, усиление процессов апвеллинга и увеличение биопродуктивности в высоких широтах, обособление антарктической микропланктонной биогеографической провинции [Sancetta, 1978] и возникновение южного пояса биогенного кремнеосаждения в индийском секторе Южного океана [Левитан, 1984].

Распространение ледового щита первоначально ограничивалось горами Элсворта и Трансантарктическими и высокогорьем Восточной Антарктиды, а затем захватило весь Восточно-Антарктический континент. По данным изотопного анализа, основная масса ледового щита Восточной Антарктиды сформировалась в период между 14 и 10 млн лет назад [Shackleton, Kennett, 1975b].

Резкое ускорение роста ледового покрова в Антарктиде по времени совпадает и, вероятно, тесно связано с прекращением поверхностной циркуляции вокруг Земли вдоль экватора. Это событие произошло около 14 млн лет назад, после закрытия Тетиса и прекращения связи между Атлантическим и Индийским океанами в тропической области [Hsü, McKenzie et al., 1984].

П. Цизильски с соавторами [Ciesielski et al., 1982], изучившие многочисленные колон-

ки осадков (грунтовые трубки) в пределах банки Мориса Юинга, пришли к выводу, что вплоть до позднего миоцена формирование объема льда в Антарктиде было ограничено только ее восточной частью. Западная Антарктида, по их мнению, до этого времени представляла собой архипелаг. В позднем миоцене ледовый покров в Антарктиде достиг максимальной за всю его историю мощности [Shackleton, Kennett, 1975b]. Одновременно образовался и покров в Западной Антарктиде [Ciesielski et al., 1982; Savage, Ciesielski, 1983].

В качестве подтверждения вывода об эволюции ледового щита в Западной Антарктиде и шельфовых ледников в морях Росса и Уэдделла в позднем миоценовое время П. Цизильски с соавторами [Ciesielski et al., 1982] приводят следующие факты.

1. Материал ледового разноса во многих скважинах глубоководного бурения в Южном океане отмечен: в позднем миоценовом интервале (8,5–8,7 млн лет назад) на банке Мориса Юинга [Plafker et al., 1977; Bornhold, 1983]; в осадках верхней части среднего миоцена (12–13 млн лет назад) к югу от Австралии [Hayes, Frakes, 1975]; в конце среднего – начале позднего миоцена к югу от Новой Зеландии [Margolis, 1975].

2. Самое древнее оледенение в Патагонии, которое по времени, вероятно, совпадает с периодом накопления максимального объема льда в Антарктиде, датируется 7,2–5,4 млн лет – поздний миоцен [Mercer, 1979].

3. Наличие крупного перерыва на банке Мориса Юинга, связанного с усилением придонной циркуляции в период 7,2–4,7 млн лет назад [Ciesielski et al., 1982]. Этому же периоду отвечает перерыв в море Росса, который охватывает поздний миоцен – ранний плиоцен [Drewry, 1978] и отвечает интервалу 14,7–6,5 млн лет [Savage, Ciesielski, 1983].

Именно поздний миоцен П. Цизильски с соавторами [Ciesielski et al., 1982] считают временем становления антарктической придонной водной массы в том виде, в каком она существует в настоящую эпоху. Следует отметить также, что некоторые исследователи [Bořtovsky, 1979, 1980] к позднему миоцену относят время раскрытия пролива Дрейка и установление Циркумантарктического течения.

Приведенные материалы показывают, что система циркуляции водных масс и климат в Южном океане претерпели в течение кайнозоя сложную эволюцию. В результате этой эволюции в высоких широтах южного полушария возникла весьма устойчивая и своеобразная система циркуляции. В конечном итоге она привела к образованию мощного ледового покрова на всей территории Антарктического материка. Ледовый панцирь, являющийся своего рода холодильником, оказывал и оказывает определяющее влияние на климат южного полушария и планеты в целом.

При анализе кривой относительных температурных колебаний в Юго-Западной Атлантике, построенной на основе смены комплексов планктонных фораминифер в разрезе кайнозойских отложений, чрезвычайно важно установить характер и масштабы этих флюктуаций. Являются ли они локальными, региональными или глобальными? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо сравнить кривую климатических колебаний в Юго-Западной Атлантике с ходом эволюции климата в разноширотных районах южного и северного полушарий (океаны и континенты), а также сопоставить их с важнейшими геологическими (тектоническими, седиментологическими, эрозийными) и океанологическими событиями, имевшими место в течение кайнозоя.

На протяжении кайнозоя в пределах Юго-Западной Атлантики, по данным распространения в разрезе осадочного чехла комплексов планктонных фораминифер, на фоне прогрессирующего похолодания наблюдается многократная смена температурных максимумов и минимумов, амплитуда которых определялась сочетанием различных факторов. Частота климатических колебаний увеличивается по разрезу. Причина этого кроется в объективном ускорении эволюции климата во второй половине кайнозоя в связи со становлением Циркумантарктического течения и формированием мощного ледового покрова в Антарктиде. Лишь отчасти она может быть связана с уменьшением степени изученности раннекайнозойских осадков и со снижением разрешающей способности палеоклиматических методов при восстановлении климатических флюктуаций данной эпохи.

В палеогеновое время в Юго-Западной Атлантике отмечено два периода относительного повышения температуры поверхностных вод и три периода ее понижения. Все эти колебания имеют либо региональный, либо глобальный характер.

Резкое падение температуры поверхностных вод в Юго-Западной Атлантике, которое имело место на рубеже мезозоя и кайнозоя и было наиболее значительным по амплитуде в течение всего кайнозоя, установлено практически по всему земному шару. Оно проявилось в повсеместном вымирании многих групп наземных и морских организмов в конце маастрихта, начале формирования типичной кайнозойской биосферы, смене условий седиментации и фиксируется изотопными исследованиями по разным группам планктонных и бентосных организмов в различных районах мира (рис. 36–38).

Как уже упоминалось выше, температура поверхностных и придонных вод в двух удаленных друг от друга районах (плато Агульяс и возвышенность Шатского), по данным изотопных исследований, упала, соответственно на 2,5–3,5 и 4,5–5°С [Saito, van Donk, 1974; Douglas, Savin, 1975]. Изотопные исследования по бентосным макроорганизмам (моллюскам, брахиоподам) юга СССР и района Северного моря [Ясаманов, 1982; Buchardt, 1978] показывают, что самые низкие средние температуры на протяжении палеоцена и эоцена, соответственно 14–16 и 16–18°С, приходились на низы палеоцена (датский ярус). Низкие температуры придонных и поверхностных вод отмечены также для раннепалеоценового интервала в скв. 398, 400А и 401 в Северо-Восточной Атлантике [Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Letolle et al., 1979; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980b].

Последовавшее за маастрихтским–раннепалеоценовым похолоданием повышение температуры в Южной Атлантике достигло своего максимума на рубеже палеоцена и эоцена и в нижнем эоцене (см. рис. 32). Оно отчетливо проявилось также в высоких широтах юго-западной части Тихого океана [Shackleton, Kennett, 1975b] и в Новой Зеландии [Jenkins, 1973]. Имея глобальный характер, потепление фиксируется в северном полушарии – как в океанах, так и на континентах [Хэллем, 1983]. При этом степень его проявления зависит от широтного положения того или иного района. В высоких широтах оно наиболее контрастно.

Изучение биогеографического распространения различных групп фауны в палеоцен-эоценовых отложениях Европы свидетельствует о существовании тропических–субтропических условий до 50° с.ш. [Хэллем, 1983]. Аналогичные данные получены при изучении изотопно-кислородного состава раковин нуммулитов, устриц и брахиопод из палеоцен-эоценовых отложений юга СССР [Ясаманов, 1982] и раковин моллюсков из одновозрастных отложений Англии, Дании, Нидерландов, ГДР, ФРГ, Норвегии [Buchardt, 1978]. Согласно этим исследованиям среднегодовые температуры вод в умеренных широтах северного полушария в конце палеоцена достигли 22–24°С.

Изотопно-кислородный анализ карбонатных осадков и раковин планктонных и бентосных фораминифер в скважинах глубоководного бурения в северной части Атлантического и Тихого океанов также свидетельствует о повышении температуры поверхностных и придонных вод на рубеже палеоцена и эоцена [Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Letolle et al., 1979; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980b; Douglas, Savin, 1975].

Теплый климат в северном полушарии продолжал существовать в течение большей части эоцена, достигнув максимальных для кайнозоя значений в конце нижнего эоцена [Ясаманов, 1982; Douglas, Savin, 1975; Buchardt, 1978; Vergnaud-Grazzini et al., 1978].

Похолодание, начавшееся в Южной Атлантике в среднем эоцене и закончившееся падением температуры поверхностных и придонных вод на рубеже эоцена и олигоцена, является одним из наиболее ярко выраженных и хорошо документированных палеоклиматических событий кайнозоя. Оно зафиксировано различными методами исследования во многих районах мира, обнаруживается в характере осадконакопления и наличии крупного перерыва вблизи этой границы.

Выше отмечалось, что резкое падение температуры в высоких и умеренных широтах южного полушария на границе эоцена и олигоцена, последовавшее вслед за плавным ее уменьшением в течение среднего–позднего эоцена, составило около 4,5–5°С для при-

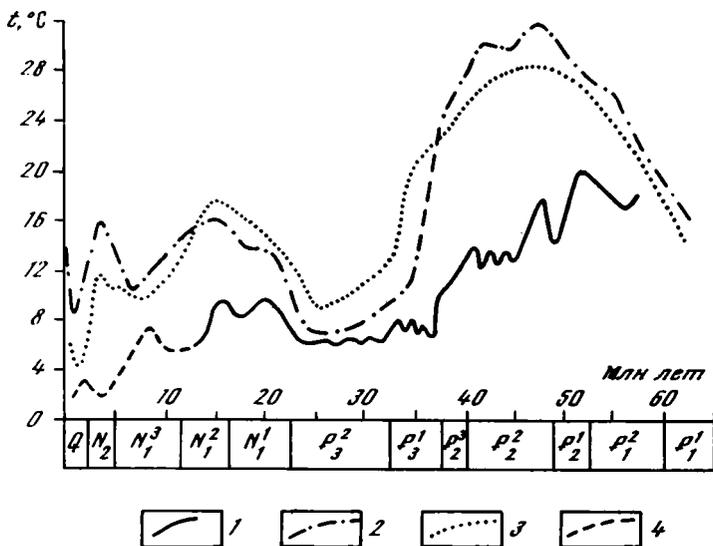


Рис. 36. Кривые изменения палеотемператур в кайнозое по данным изотопного анализа (1, 2) и стронциевой палеотермометрии (3)

1 — юго-западная часть Тихого океана, скв. 277, 279, 281, планктонные фораминиферы [Shackleton Kennett, 1975b]; 2 — Северное море, моллюски [Buchardt, 1978]; 3 — юг СССР, нуммулитиды, брахиоподы, моллюски, кораллы [Ясаманов, 1982]; 4 — кривая проведена условно

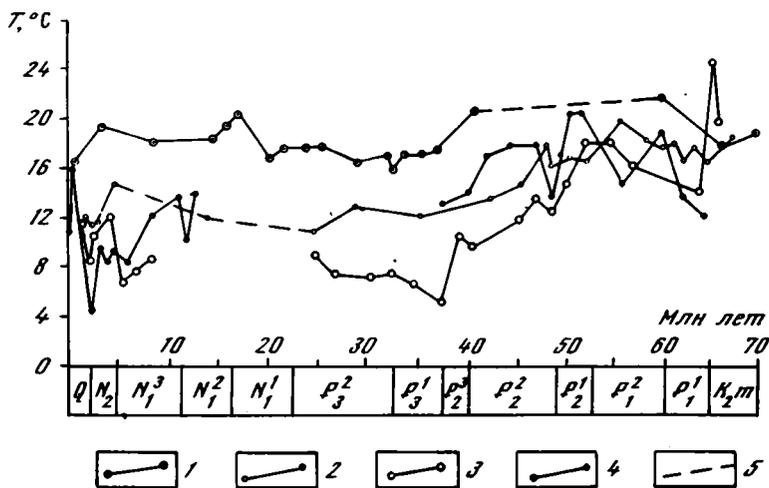


Рис. 37. Кривые изменения палеотемператур поверхностных вод в кайнозое по данным изотопного анализа раковин планктонных фораминифер

1 — северная тропическая часть Тихого океана [Douglas, Savin, 1973]; 2 — северная часть Тихого океана (возвышенность Шатского) [Douglas, Savin, 1975]; 3 — Северная Атлантика (Бискайский залив) [Vergnaud-Grazzini et al., 1978]; 4 — Южная Атлантика (30–35° ю.ш.) [Hsü, McKenzie et al., 1984]; 5 — кривая проведена условно

донных вод и 3–3,5°С для поверхностных вод. Такая же тенденция к уменьшению температуры поверхностных и придонных вод в течение позднего эоцена с последующим ее падением на границе с олигоценом наблюдается и в различных районах северного полушария. На Аляске и в штате Вашингтон среднегодовая температура на рубеже эоцена и олигоцена понизилась на 10–12°С [Хэллем, 1983]. В Бискайском заливе и к западу от Пиренейского полуострова температуры поверхностных и придонных вод в это время

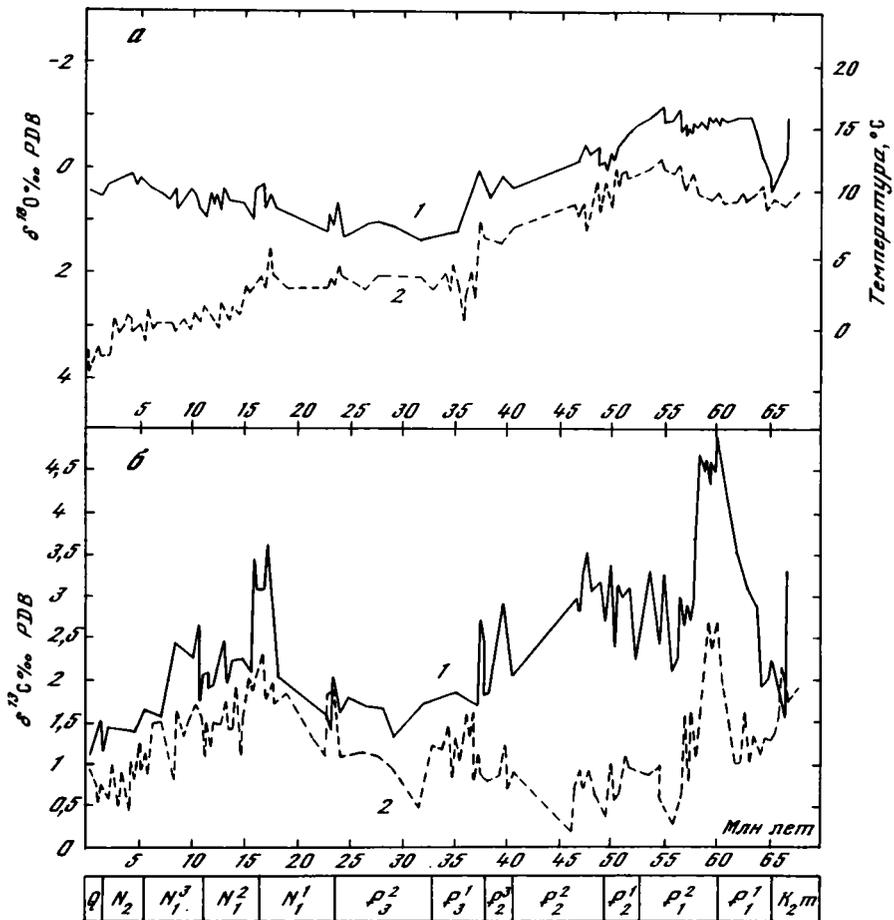


Рис. 38. Кривые изменения палеотемператур поверхностных и придонных вод и изотопного состава кислорода (а) и углерода (б) в раковинах планктонных (1) и бентосных (2) фораминифер в Юго-Восточной Атлантике (Китовый хребет) в кайнозое [Shackleton et al., 1984]

понижились соответственно на 7–8 и 4,5–5°С [Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980b].

Микропалеонтологические и изотопные исследования в экваториально-тропической зоне в Атлантическом (скв. 363), Индийском (скв. 219) и Тихом (скв. 292) океанах показали, что похолодание в позднем эоцене и раннем олигоцене захватило и низкие широты, но здесь оно проявилось главным образом в понижении температуры придонных вод [Keller, 1983]. Если в течение первой половины позднего эоцена понижение придонных температур было равномерным, то в конце эоцена и в раннем олигоцене температурные колебания становятся более выраженными, что свидетельствует об усилении стратификации водного столба и увеличении термального градиента.

Раннеолигоценовое потепление последовало за падением температуры на рубеже эоцена и олигодена и отмечается в высоких и умеренных широтах южного полушария – как в увеличении видового разнообразия планктонных фораминифер, так и в понижении содержания тяжелых изотопов кислорода в раковинах фораминифер. Не исключено, что оно имело региональный характер и слабо распространилось на северное полушарие.

Постепенное похолодание в олигоцене в Юго-Западной Атлантике с заметным его

усилением в конце этого интервала происходило, вероятно, повсеместно, хотя и не всегда находит отражение на изотопных палеотемпературных кривых. По данным Г. Келлер [Keller, 1983], в экваториальной области Атлантического, Индийского и Тихого океанов оно отражено в увеличении среди планктонных фораминифер так называемых промежуточных и глубоководных видов, которые обитали в подповерхностном и более глубоком слоях воды. В северном полушарии среднегодовые температуры в различных широтах в позднем олигоцене понизились до минимальных в палеогене значений, составив, по данным изотопного анализа, $8-10^{\circ}\text{C}$ в центральных и южных районах Восточно-Европейской платформы, Карпат, Крыма, Кавказа, Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири [Ясаманов, 1982], $6-8^{\circ}\text{C}$ в районе Северного моря, Северной и Северо-Западной Европы [Buchardt, 1978], $10-12^{\circ}\text{C}$ в центральной и западной частях Тихого океана [Douglas, Savin, 1971].

В Северо-Восточной Атлантике получены противоречивые данные. Так, если в скв. 398 к западу от Пиренейского полуострова по результатам изотопного анализа бентосные фораминиферы свидетельствуют о повышении температур, то планктонные фораминиферы, напротив, указывают на их понижение. Изотопный анализ нефракционированных осадков верхнего олигодена в этой скважине указывает на некоторое увеличение содержания тяжелых изотопов кислорода. Такие же противоречивые результаты получены для верхнеолигоденовых осадков Бискайского залива (скв. 400А и 401) [Vergnaud-Grazzini et al., 1978]. Противоречивость данных, вероятно, является результатом искажающего воздействия процессов растворения.

Позднеолигоденовое похолодание, которое широко проявилось в экваториальной области и на различных широтах северного полушария, практически не нашло отражения на палеотемпературной кривой Н. Шеклтона и Дж. Кеннетта [Shackleton, Kennett, 1975b] для юго-западной части Тихого океана. Согласно этой кривой поздний олигоден может рассматриваться как время относительно стабильных температур поверхностных вод. Объяснение этому факту следует искать в перемещении Австралии вместе с прилегающей к ней с юга акваторией, где производились замеры, из высоких широт в более низкие, что в какой-то мере могло нейтрализовать эффект похолодания. Свидетельством позднеолигоденового похолодания в этом районе служит понижение придонных температур [Shackleton, Kennett, 1975], которые не зависят от широты, а также первое появление материала ледового разноса в верхнеолигоденовых отложениях скв. 270 в море Росса [Hayes et al., 1975; Leckie, Webb, 1980, 1983].

Вероятно, по этой же причине в верхнеолигоденовых осадках Юго-Восточной Австралии и Новой Зеландии возрастает видовое разнообразие планктонных фораминифер [Jenkins, 1973].

В течение миоцена в Юго-Западной Атлантике отмечаются три периода потепления, чередующиеся с эпохами относительного похолодания. Эти климатические флюктуации тесно связаны с процессом формирования ледового покрова в Антарктиде. По этой причине все они в той или иной форме проявляются в пределах высоких широт южного полушария.

Потепления на рубеже олигодена и миоцена, раннего и среднего миоцена, разделенные кратковременным периодом относительного похолодания, установлены изотопными исследованиями в северном полушарии. На территории юга СССР среднегодовые температуры в начале раннего миоцена повысились до $12-15^{\circ}\text{C}$, а в конце раннего — начале среднего миоцена — до $17-18^{\circ}\text{C}$ [Ясаманов, 1982]; на севере Европы — соответственно до $10-13$ и $15-16^{\circ}\text{C}$ [Buchardt, 1978]; в центральной и западной частях Тихого океана — до $14-16$ и $18-20^{\circ}\text{C}$ [Douglas, Savin, 1971]. Повышение температуры поверхностных вод отмечено также в центральной (скв. 366) и северной (скв. 116) частях Атлантического океана [Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980a, b]. В северном полушарии относительное раннемиоценовое похолодание, разделяющее два температурных максимума, выражено очень слабо, что может либо отражать объективный ход эволюции климата; либо являться артефактом вследствие недостаточной изученности этого интервала.

Последовавшее в среднем миоцене похолодание в Юго-Западной Атлантике, которое достигло своего максимума в позднем миоцене и, вероятно, прерывалось некоторым потеплением на рубеже среднего и позднего миоцена, нашло отражение в различных районах южного и северного полушарий. В южном полушарии оно проявилось: в Юго-Восточной Австралии и Новой Зеландии — в уменьшении видового разнообразия планктонных фораминифер [Jenkins, 1973] и прогрессирующем падении температуры поверхностных вод по данным изотопного анализа [Devereux, 1967]; в восточной части Индийского океана, в районе плато Эксмут, — в преобладании левозавернутых раковин рода *Globorotalia* [Quilty, 1980b]; в южной части Тихого океана — в увеличении содержания тяжелых изотопов кислорода [Shackleton, Kennett, 1975], появлении в высоких широтах антарктической биогеографической провинции диатомей [Sancetta, 1978] и накоплении чистых кремнистых диатомовых илов [Левитан, 1984; Wise, 1981].

В северном полушарии это похолодание фиксируется достаточно широко в умеренных и высоких широтах Европы, Азии и Тихого океана, хотя его начало, по разным данным, не всегда синхронно в различных районах [Ясаманов, 1982; Douglas, Savin, 1971, 1973, 1975; Savin et al., 1975; Buchardt, 1978; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980b]. В северо-восточной части Атлантического океана (скв. 398, 400А, 401) для миоценового интервала получены противоречивые палеотемпературные оценки (Vergnaud-Grazzini et al., 1978), что является, возможно, следствием либо местных океанологических условий, либо искажений в соотношении тяжелых и легких изотопов кислорода в процессе накопления осадков и их диагенеза.

Максимальное падение температуры в позднем миоцене в северном полушарии по времени синхронно с падением уровня моря на 40 м [McKenzie et al., 1984]. Последнее было обусловлено ростом ледового покрова в Восточной и Западной Антарктиде, объем которого в это время достиг максимальных за всю его историю значений, и могло явиться причиной мессинского кризиса в Средиземном море [Hsü, McKenzie et al., 1984].

Глобальным по своему характеру нужно считать потепление, имевшее место в высоких широтах южного полушария в первой половине плиоцена. Оно установлено по планктонным фораминиферам и кремневому микропланктону в Юго-Западной Атлантике [Krasheninnikov, Basov, 1983a; Weaver, 1983], Новой Зеландии [Jenkins, 1973], Тасмановом море [Kennett, Vella, 1975], море Росса и у берегов Восточной Антарктиды [Ciesielski, Weaver, 1974]. В северном полушарии первая половина плиоцена — время повышения среднегодовых температур до 14–16°С (по сравнению с 10°С в позднем миоцене) в пределах юга СССР [Ясаманов, 1982] и до 11–12°С в Северо-Западной Европе [Buchardt, 1978].

Похолодание в середине плиоцена, отмеченное в Южной Атлантике двумя миграциями в северном направлении Полярного фронта (около 3,9–4 млн лет назад и около 3,1 млн лет назад), вероятно, синхронно с понижением температур в северном полушарии. С ним связаны такие важнейшие гляциологические события, как начало оледенения в северном полушарии (3,2 млн лет назад) [Shackleton, Opdyke, 1977] и формирование ледового покрова в Баренцевом море (3,5 млн лет назад) [Kvasov, Blazhchihin, 1978].

Необратимое похолодание произошло в Южной Атлантике в позднем плиоцене и широко проявилось в высоких широтах южного полушария. В северном полушарии оно отмечено формированием покровного оледенения около 2,6 млн лет назад [Shackleton, Kennett, 1975a], обогащением осадков плиоцена в Северной Атлантике материалом ледового разноса [Berggren, 1972], первым оледенением в горах Сьерра-Невада в Северной Америке (2,7 млн лет назад) [Curry, 1966]. К тому же периоду приурочено глобальное понижение уровня океана [Vail, Hardenbol, 1979].

Климатические осцилляции в высоких широтах южного полушария в позднем плиоцене — плейстоцене, скорее всего, имели глобальный характер, т.е. были синхронны с аналогичными колебаниями климата в северном полушарии. К сожалению, возрастная привязка тех и других не всегда отличается точностью и надежностью. Во всяком случае,

очевидно, что климатические изменения в южном и северном полушариях на протяжении позднего кайнозоя находились в тесной взаимосвязи.

Многочисленными исследованиями по экологии планктонных фораминифер установлена широтная климатическая зональность в их распределении в поверхностных водах и на дне океана [Беляева, 1962, 1964; Бараш, 1970; Bé, 1959, 1977; Bradshaw, 1959; Parker, 1962, 1965; Boltovskoy, 1965; Bé, Tolderlund, 1971; Bé, Hutson, 1977]. Биоценозы и танатоценозы планктонных фораминифер с определенным систематическим составом образуют протяженные полосы, которые отвечают тем или иным широтным климатическим поясам, хотя их границы в силу различных океанологических факторов не всегда совпадают. При этом в каждом полушарии при движении от экватора к полюсам отмечается закономерная последовательность в смене комплексов планктонных фораминифер, т.е. в их распространении существует биполярность. Поскольку в настоящее время южное полушарие более холодное по сравнению с северным, симметрии в расположении фораминиферовых поясов по отношению к географическому экватору не наблюдается.

При анализе эволюции средних температур в течение кайнозоя в различных широтных поясах обнаруживается некоторое различие в характере их распределения в северном и южном полушариях. Мы уже говорили о нарушении в кайнозойское время симметрии в положении климатических (фаунистических) поясов по отношению к современному географическому экватору [Krasheninnikov, Basov, 1983a; Крашенинников, Басов, 1985]. В позднемеловое время такая симметрия в биполярном распространении фаунистических поясов была четко выражена [Krasheninnikov, Basov, 1983b]. Она хорошо видна при сравнении фауны планктонных фораминифер Фолклендского плато с очень близкими по составу одновозрастными комплексами северного полушария, в частности о-ва Борнхольм, Южной Швеции, Северной Польши, ФРГ, которые расположены приблизительно на тех же широтах, что и Фолклендское плато. Преобладающее развитие в этих районах в позднемеловое время имеют представители относительно холодноводных родов — *Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Whiteinella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Rugoglobigerina*.

В кайнозое положение климатических (фаунистических) поясов по отношению к экватору меняется. Как правило, средние температуры поверхностных вод в северном полушарии были выше по сравнению с температурами в тех же широтных поясах южного полушария. Конечно, в настоящее время можно говорить лишь об общем характере распределения температуры поверхностных вод в океанах, так как накоплено недостаточно данных по абсолютным значениям среднегодовых температур для проведения корректного сравнения. Чтобы получить представление о распределении среднегодовых температур в северном и южном полушариях и о положении климатических поясов, необходимо их сравнение в одних и тех же широтных зонах. Такое сравнение может быть недостаточно объективным, как показали исследования А. Борсмы с соавторами [Voersma et al., 1979], поскольку значения температур, полученных при изучении изотопного состава кислорода, даже в одном образце подчас отличаются от того, какие виды анализировались — обитавшие в поверхностном или в более глубоких слоях воды.

Положение осложняется тем, что в зависимости от исходных условий при расчетах температуры также могут быть получены разные значения. Чтобы избежать ошибок при сравнении климатических условий северного и южного полушарий и их эволюции на протяжении кайнозоя, необходима проверка изотопных палеотермометрических данных результатами независимых методов. В первую очередь это касается изучения особенностей ассоциации планктонных фораминифер и их географического распространения. Сочетание этих двух методов, обеспечивающее их взаимный контроль, позволит ответить на вопрос: действительно ли в кайнозое имела место асимметрия в положении климатических поясов и если она существовала, то когда впервые появилась?

В последние годы геохимические методы определения палеотемператур получили широкое развитие, но имеется лишь несколько температурных кривых для всего кайнозоя. Для южного полушария такой кривой является классическая кривая Н. Шеклтона и

Дж. Кеннетта [Shackleton, Kennett, 1975b], которая демонстрирует колебания температуры поверхностных вод в субантарктической области, а также кривые, построенные для субтропической области [Boersma, Shackleton, 1977b; Shackleton et al., 1984]. Кроме того, в низких широтах (главным образом в Южной Атлантике) произведены определения палеотемператур для наиболее критических с точки зрения климатической эволюции временных интервалов. В северном полушарии кривые климатических колебаний для всего кайнозоя получены для бореальных [Buchardt, 1978], умеренных [Ясаманов, 1982; Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Vergnaud-Grazzini, 1979] и тропических-субтропических [Douglas, Savin, 1971, 1973, 1975] широт.

При сравнении всех этих кривых обращает на себя внимание их хорошая корреляция между собой, что, несомненно, отражает объективный ход эволюции климата. Для решения вопроса о симметричности или асимметричности распределения палеотемператур в северном и южном полушариях необходимо сравнить палеотемпературные кривые, полученные для высоких широт [Shackleton, Kennett, 1975b; Buchardt, 1978]. При сравнении этих кривых следует иметь в виду три обстоятельства:

1) кривые могут отражать палеотемпературы на разных, хотя и близких глубинах: первая из них получена на основании изучения изотопного состава кислорода в раковинах моллюсков, обитавших в пределах литорали, а вторая — планктонных фораминифер;

2) район скв. 277, 279А и 281, где изучался изотопный состав раковин планктонных фораминифер, в соответствии с палеотектоническими реконструкциями [Smith, Briden, 1977; Firstbrook et al., 1980; Barron et al., 1981] на протяжении кайнозоя постепенно смещался к северу, в сторону экватора. Вначале он располагался в более высоких широтах и лишь во второй половине кайнозоя оказался на широте, сопоставимой с теми, для которых построена палеотемпературная кривая Б. Бухардта [Buchardt, 1978];

3) температуры, полученные в бореальной и умеренной областях северного полушария по изотопному составу кислорода в раковинах моллюсков [Buchardt, 1978] и по соотношению кальция и магния в раковинах различных беспозвоночных [Ясаманов, 1982], по крайней мере для первой половины кайнозоя представляются завышенными. Кривые для более низких широт северного полушария, как и значения температур в северном и южном полушариях для отдельных отрезков времени, могут дать дополнительный материал для сопоставлений.

Сравнение палеотемпературных кривых показывает, что в палеоцене и первой половине эоцена температуры поверхностных вод в южном полушарии были не ниже, а даже выше по сравнению с температурами на аналогичных широтах северного полушария. Изотопные палеотемпературные кривые по планктонным фораминиферам в юго-западной части Тихого океана [Shackleton, Kennett, 1975b] и в Бискайском заливе [Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Vergnaud-Grazzini, 1979] практически повторяют друг друга, хотя последний находился более чем на 10° ближе к экватору. Температуры по бентосным литоральным организмам в бореальной и умеренной областях северного полушария [Ясаманов, 1982; Buchardt, 1978] в позднем палеоцене и эоцене в среднем на $8-10^\circ\text{C}$ превышают значения температур в юго-западной части Тихого океана, достигая $28-32^\circ\text{C}$ на широте $45-55^\circ$. Такие значения температур в высоких широтах, на наш взгляд, представляются завышенными и отражают лишь факт существования теплых климатических условий на этих широтах в эоценовое время, что подтверждается многочисленными палеонтологическими данными.

Начиная со второй половины эоцена, т.е. в интервале $45-50$ млн лет назад, температуры в северном и южном полушариях на сопоставимых широтах еще более различаются, будучи более высокими в северном полушарии. Это различие отчетливо проявляется в составе и характере распространения позднеэоценовой ассоциации планктонных фораминифер в Северной и Южной Атлантике. Верхнеэоценовые отложения плато Рокколл, расположенного в настоящее время на широте $55-56^\circ$, в скв. 406 содержат богатую ассоциацию планктонных фораминифер, в составе которой преобладают *Globigerapsis tropicalis*, *G. index*, *Globigerinatheca aff. barri*, *Globorotalia centralis*, *G. pomeroli*, а также различные *Globigerina* [Krashennikov, 1979]. По своему составу и соотноше-

нию видов этот комплекс имеет гораздо более тепловодный характер, нежели одновозрастная обедненная ассоциация планктонных фораминифер Фолклендского плато, где тепловодные элементы представлены лишь немногочисленными экземплярами *Globigapsis index* [Krasheninnikov, Basov, 1983a]. Различие планктонных фораминифер плато Рокколл и Фолклендского оказывается еще более разительным, если учесть, что последнее ближе к экватору приблизительно на 5° по широте. Комплекс фораминифер, аналогичный по составу описанному на плато Рокколл, в Южной Атлантике встречен только на широте хребта Дискавери (43° ю.ш.). Это различие становится особенно резким в олигоцене и неогене. Распределение среднегодовых температур, полученных геохимическими методами в северном и южном полушариях, также подчеркивают рассматриваемые особенности палеоклиматологии и биогеографии (см. рис. 36–38).

Таким образом, нарушение симметричности в биполярном распространении климатических (и соответственно фаунистических) поясов произошло в начале кайнозоя. Оно резко усилилось во второй половине эоцена, т.е. во время формирования Циркумантарктического течения, после появления пролива между Австралией и Антарктидой в процессе их раздвижения и окончательного погружения Южно-Тасманова хребта, термической изоляции Антарктиды и образования в ее восточной части сплошного ледового покрова. Все эти события, очевидно, явились причиной нарушения симметрии в положении климатических поясов в северном и южном полушариях и смещения термического экватора к северу. Однако мы не можем упускать из виду первопричину более крупного (астрономического) порядка.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ В ТЕЧЕНИЕ КАЙНОЗОЯ

Хотя глубоководное бурение в океанах проводится уже на протяжении 17 лет и за это время пробурено более 600 скважин, высокоширотная часть южного полушария в геологическом отношении остается недостаточно изученной. Это обусловлено трудностями, с которыми сопряжено бурение в высоких широтах, в первую очередь тяжелыми погодными условиями, а также значительной удаленностью этих районов от портов, где можно производить бункеровку судна и смену экипажа, научного и вспомогательного состава экспедиций.

По этой причине скважины в Южном океане расположены крайне неравномерно. Наряду с относительно хорошо изученными районами здесь существуют обширные акватории, где нет практически ни одной скважины. Геологический материал, полученный в Южном океане в рейсах зарубежных и отечественных научно-исследовательских судов, нередко имеет фрагментарный характер и приурочен к отдельным структурам дна этой акватории. Кроме чисто технических трудностей, при изучении осадочного чехла в Южном океане возникают проблемы, связанные с расчленением кайнозойских отложений и точной датировкой геологических, океанологических и климатических событий. Поэтому восстановление геологической истории и эволюции осадконакопления Южного океана в значительной мере имеет схематический характер и многие вопросы еще ждут своего решения.

Мезозойский этап геологического развития Южного океана, и Южной Атлантики в частности, рассмотрен нами ранее [Крашенинников, Басов, 1985]. Как было показано, мезозойская геологическая история этого региона ознаменована цепью драматических событий. Они привели к расколу суперматерика Гондвана, зарождению и расширению океана, что сопровождалось погружением Фолклендского плато и ряда других структур.

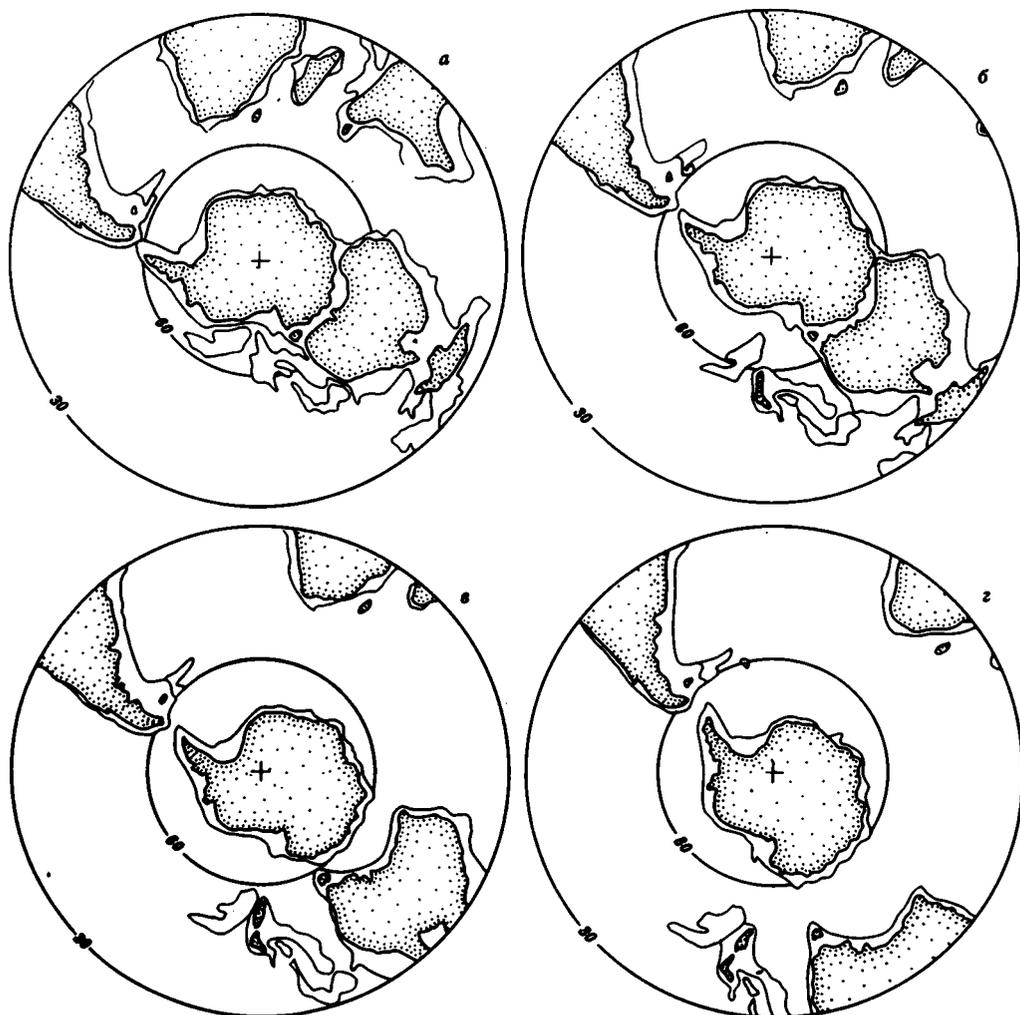


Рис. 39. Палеорекострукция южного полушария по Э. Бэррону с соавторами [Baron et al., 1981] а – конец позднего мела (80 млн лет); б – палеоцен (60 млн лет); в – эоцен (40 млн лет); г – миоцен (20 млн лет)

Кайнозойский этап развития Южного океана также отмечен событиями, последствия которых выходили за пределы региона, а некоторые имели глобальный характер. К таким событиям относится зарождение и формирование (в результате тектонической перестройки) Циркумантарктического течения и, как следствие, образование ледового покрова в Антарктиде. Последнее привело к смене характера осадконакопления в Южном океане и необратимому похолоданию планеты.

История геологического развития Южного океана в кайнозое отражена в толще осадков, накопившихся за это время, – их составе и изменении во времени и в пространстве, в перерывах и экологических особенностях различных групп фауны и флоры.

К началу кайнозоя произошло окончательное разделение некогда единых Южной Америки, Африки, Антарктиды, о-ва Мадагаскар и Индийского полуострова (рис. 39). У этого рубежа имело место отделение Новой Зеландии от Антарктиды и раскрытие моря Росса [Hayes, Ringis, 1973]. Тем не менее Южный океан еще не сформировался, имел относительно небольшие размеры и ограниченную связь между отдельными сво-

ми частями. В этот период не существовало широкого свободного сообщения Южно-Атлантического бассейна с Тихим океаном. Возможно, оно вообще отсутствовало или устанавливалось периодически. Австралия и Антарктида представляли собой единый материк, и связь расширяющегося Индийского океана с Тихим происходила только в низких широтах.

Как уже отмечалось [Крашенинников, Басов, 1985], рубеж мезозоя и кайнозоя в высоких широтах южного полушария совпадает с крупным перерывом в осадконакоплении. В зависимости от географического положения скважин, глубины океана и палеоокеанологической обстановки перерыв проявляется либо в размыве накопившихся осадков и выпадении из разреза того или иного стратиграфического интервала, либо в сокращении темпов осадконакопления или полном его прекращении, либо в накоплении фации растворения. Этот перерыв в высоких широтах Атлантического, Индийского и Тихого океанов установлен в большинстве скважин, вскрывших меловые отложения. Продолжительность его колеблется не только в разных районах, но даже (по данным близко расположенных скважин) в одном районе, отражая своеобразие местных палеоокеанологических обстановок (рис. 40—44).

В Южной Атлантике условия осадконакопления в ее высокоширотной и низкоширотной (30° ю.ш.) областях на рубеже мела и палеогена различны. В высоких широтах на этот временной интервал приходится стратиграфический перерыв (либо накопление фации растворения), который отмечен в относительно мелководных отложениях на Фолклендском плато (скв. 327, 330, 511) и в глубоководных Аргентинской (скв. 358), Внешней Мальвинской (скв. 328) и Капской (скв. 361) впадинах.

В скважинах на западном склоне банки Мориса Юинга, пробуренных в непосредственной близости одна к другой, характер проявления и продолжительность перерыва существенно неодинаковы. В основании склона в скв. 330 (глубина 2626 м) перерыв охватывает практически весь поздний мел, палеоцен и, вероятно, ранний—средний эоцен, хотя здесь верхнеэоценовые диатомовые и верхнеальбские—сеноманские известковистые глины в разрезе разделены 20-метровым неопробованным интервалом. Выше по склону, на глубине 2589 м (скв. 511), перерыв отвечает позднемаастрихтскому—позднеэоценовому времени, в течение которого накопилась маломощная (18 м) толща бескарбонатных цеолитовых глин. В скв. 327, расположенной на глубине 2400 м, перерыв приходится на ранний палеоцен; в позднем палеоцене и раннем эоцене происходило накопление цеолитовых глин (фации растворения). Наконец, скв. 329 в вершинной части банки (глубина 1519 м) вошла в верхнепалеоценовый писчий мел, и предполагаемый перерыв должен иметь еще меньший интервал. Такое увеличение продолжительности перерыва (или периода накопления фации растворения) вниз по склону является, вероятно, результатом постепенного ослабления интенсивности холодного течения, обгивавшего банку Мориса Юинга с запада, или же его постепенного отступления на большие глубины.

По мнению Т. ван Андела с соавторами [van Andel et al., 1977], уровень карбонатной компенсации на рубеже мела и палеогена в Южной Атлантике располагался на глубине около 3500 м. Согласно распределению бентосных фораминифер глубины Фолклендского плато в конце позднего мела — начале кайнозоя не превышали 1500—2000 м [Bassov, Krashennikov, 1983], т.е. уровень карбонатной компенсации в это время в пределах плато значительно повысился, о чем свидетельствует накопление фации растворения. Этот факт подчеркивает специфичность условий, в которых находилось Фолклендское плато на протяжении всей своей истории. В глубоководных впадинах продолжительность перерыва значительно меньше. В Аргентинской и Внешней Мальвинской впадинах он охватывает ранний палеоцен, в Капской впадине отвечает раннему и началу позднего палеоцена, когда происходило накопление бескарбонатных пелагических глин.

В низких широтах Южной Атлантики в конце позднего мела — начале кайнозоя формировались биогенные карбонатные отложения. Непрерывные разрезы карбонатных осадков маастрихт-палеоценового возраста вскрыты большинством скважин на плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и Китовом хребте. В это время они еще пред-

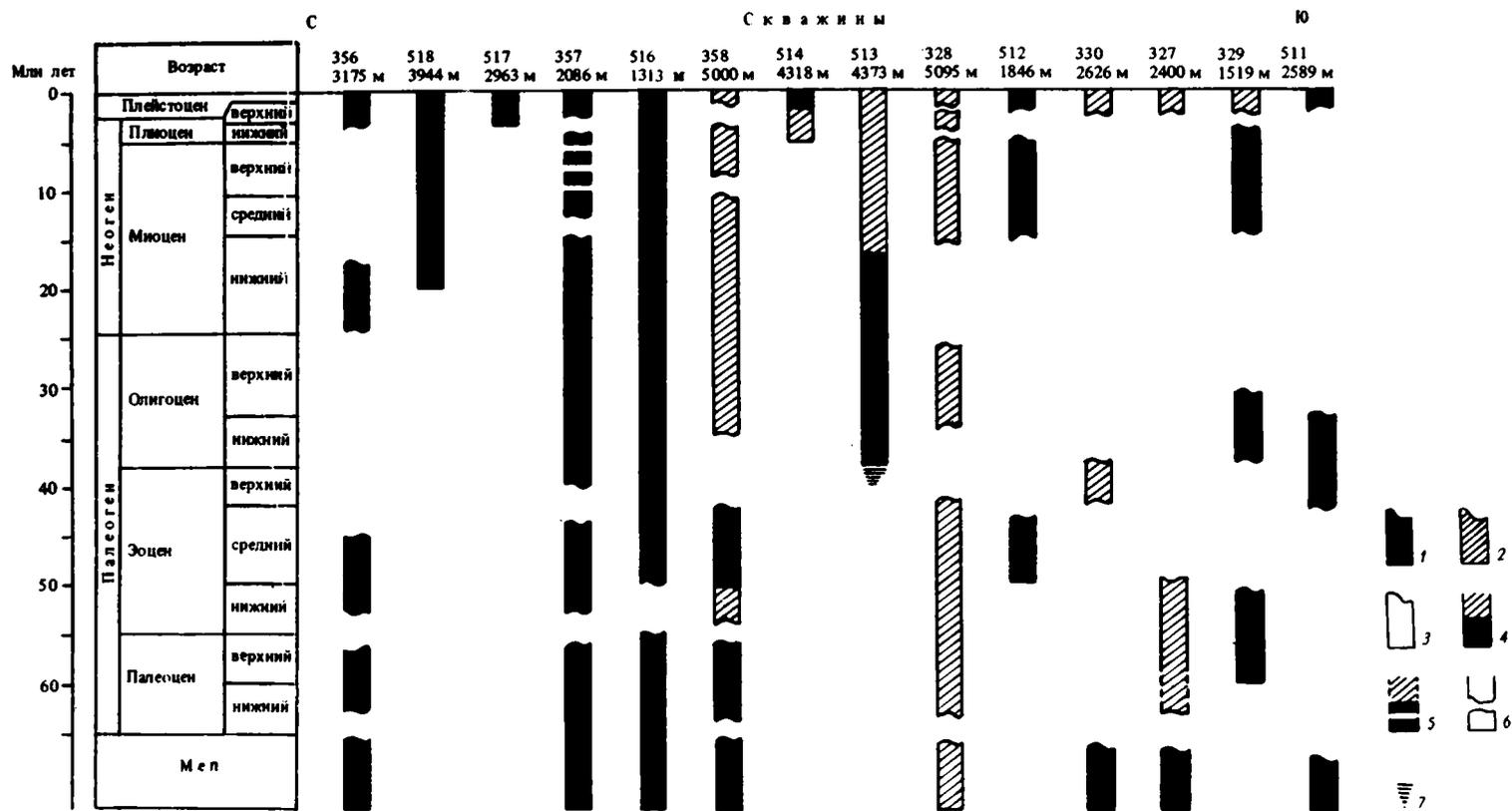


Рис. 40. Перерывы в осадконакоплении (или периоды накопления фаций растворения) в кайнозойских отложениях юго-западной части Южной Атлантики

Условные обозначения к рис. 40—44, 47, 48

1 — карбонатные осадки; 2 — фации растворения; 3 — состав осадков неизвестен; 4 — достоверно установленный возраст; 5 — условно определенный возраст; 6 — перерыв в осадконакоплении; 7 — скважины, достигшие океанического фундамента

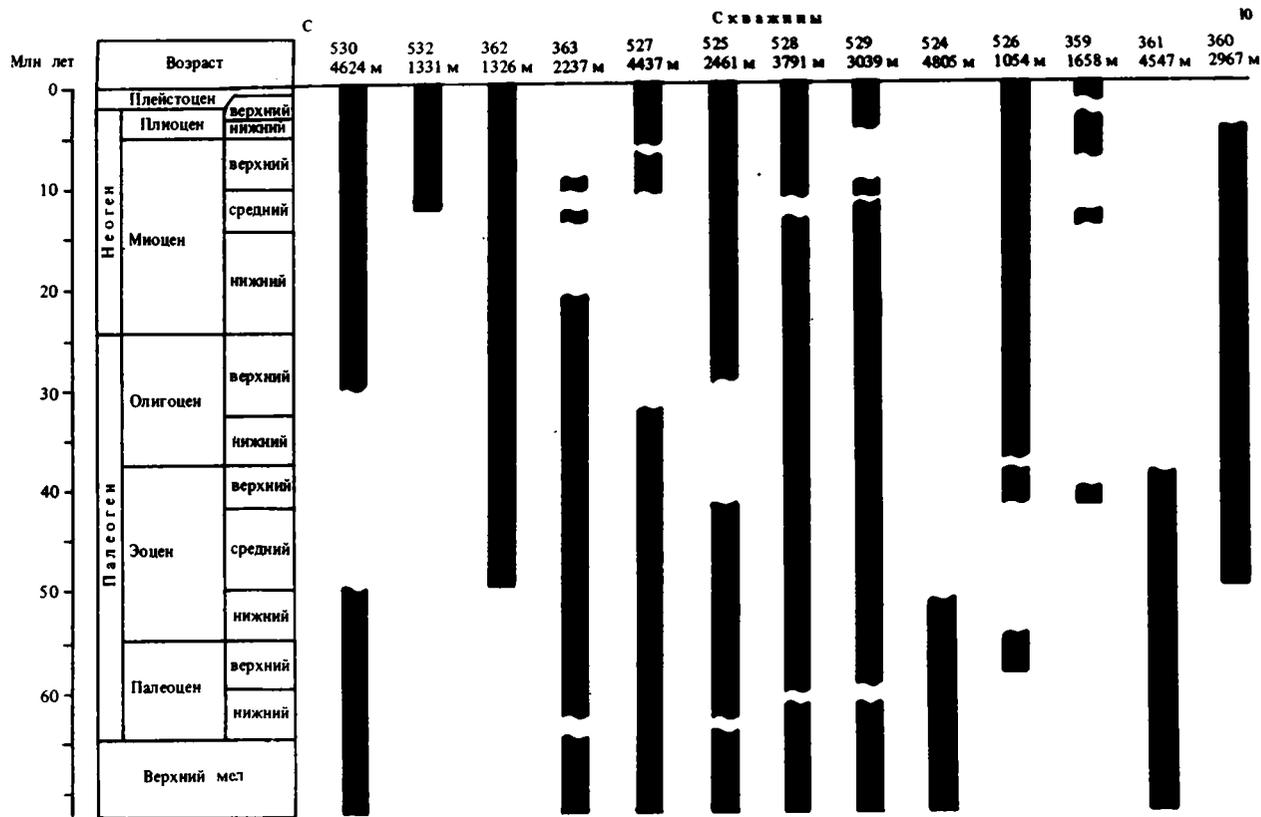


Рис. 41. Перерывы в осадконакоплении (или периоды накопления фаций растворения) в кайнозойских отложениях юго-восточной части Южной Атлантики

Условные обозначения см. на рис. 40

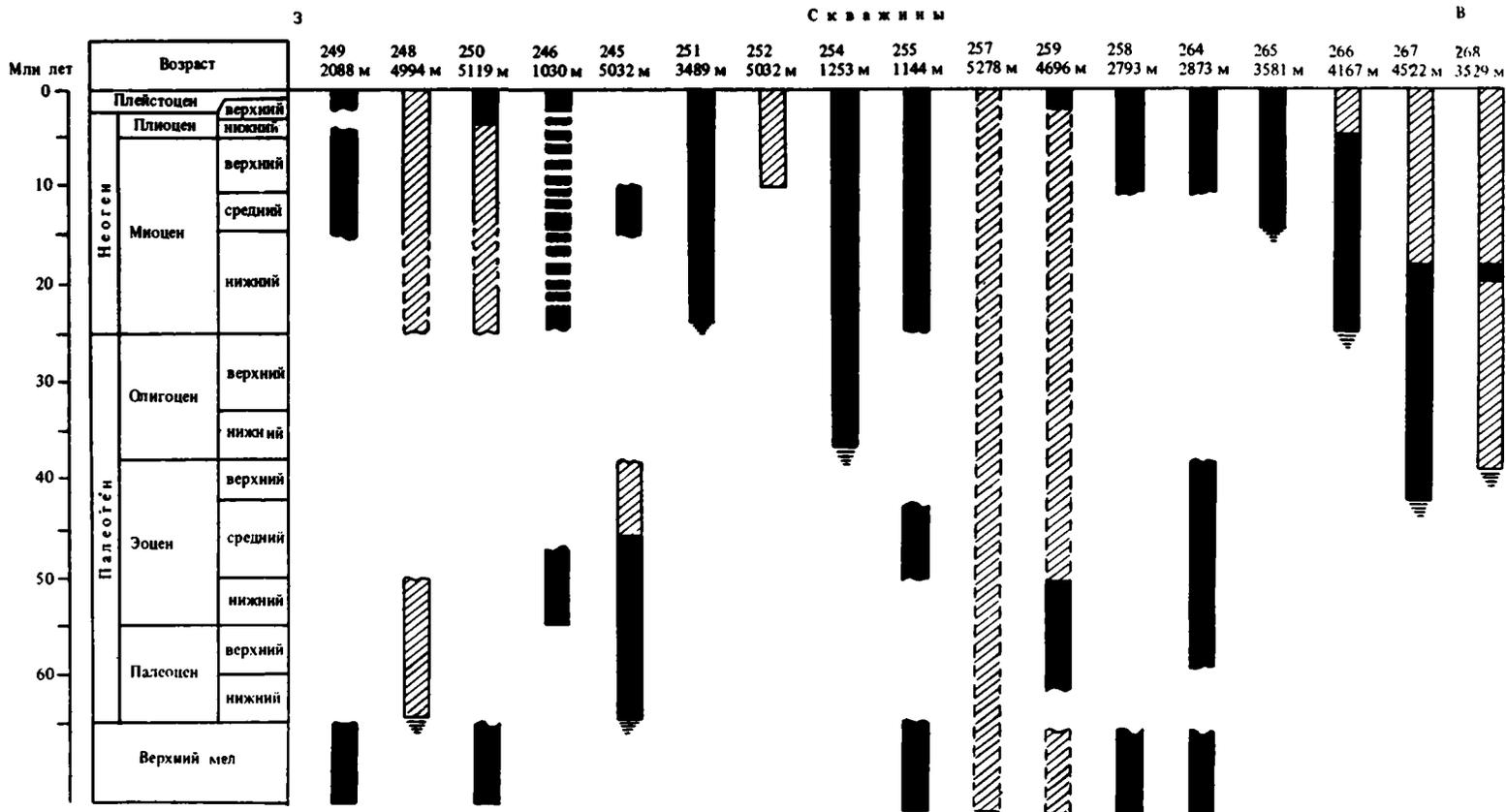


Рис. 43. Перерывы в осадконакоплении (или периоды накопления фаций растворения) в кайнозойских отложениях Индийского океана
Условные обозначения см. на рис. 40

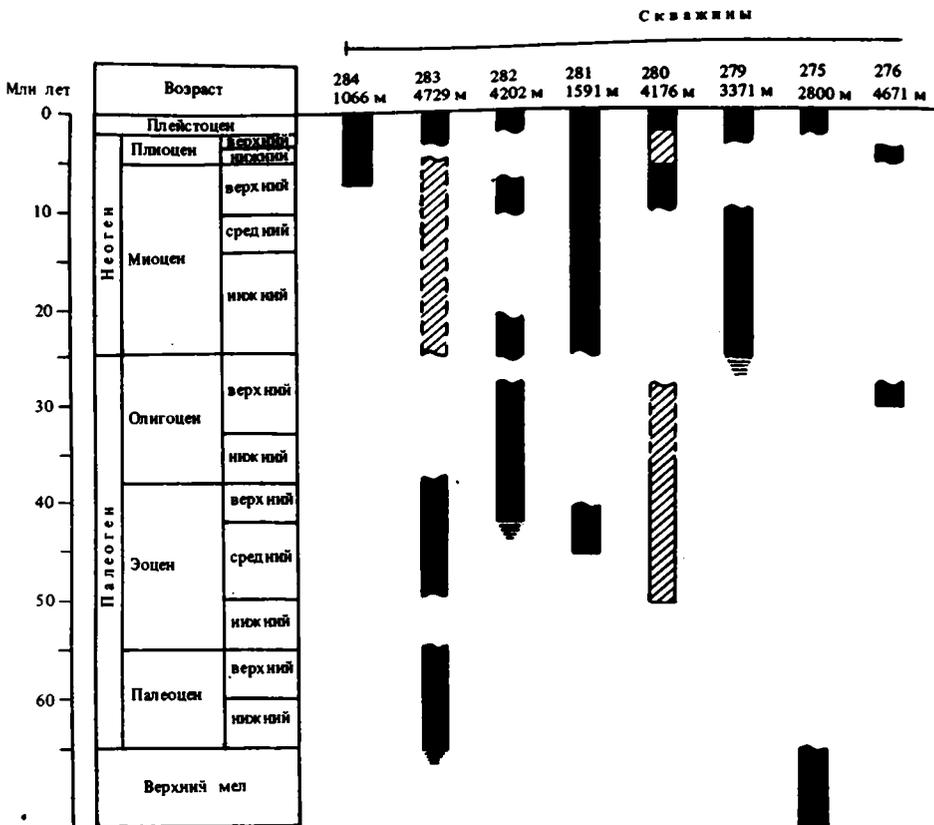
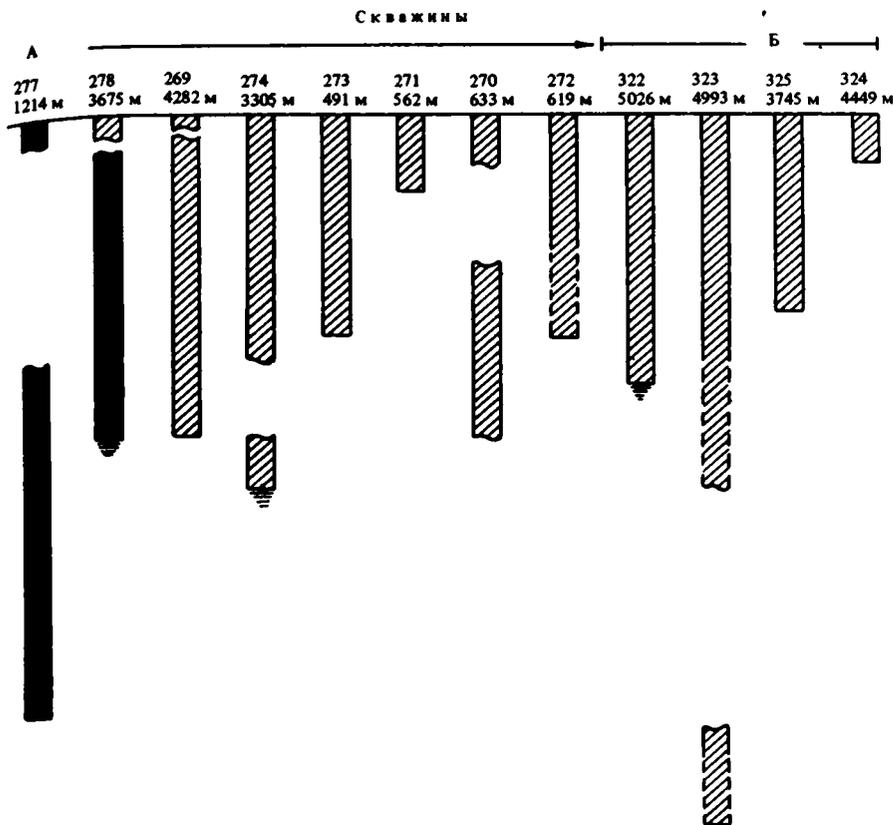


Рис. 44. Перерывы в осадконакоплении (или периоды накопления фаций растворения) в кайнозойских отложениях юго-западной (А) и юго-восточной (Б) частей Тихого океана
Условные обозначения см. на рис. 40

ставляли собой единую систему подводных возвышенностей и служили эффективным барьером, препятствовавшим свободному водообмену между высоко- и низкоширотной частями Южной Атлантики. Отдельные участки этой цепи могли, вероятно, возвышаться над уровнем моря (скв. 526). Накопление карбонатных осадков происходило в вершинных частях подводных возвышенностей, на их склонах в глубоководных впадинах, свидетельствуя о низком стоянии уровня карбонатной компенсации. Присутствие в осадках Китового хребта вблизи границы мела и палеогена обильного вулканокластического материала, который в ряде случаев образует целые прослои, указывает на интенсивную вулканическую деятельность. О повышенной тектонической активности хребта в это время свидетельствуют также пачки турбидитов у его южного и северного подножий (скв. 524, 527).

В Индийском океане перерыв на рубеже мезозоя и кайнозоя наиболее очевиден в его восточной части. Здесь он отмечен размывом осадков на подводных плато Натуралистов (скв. 258, 264) и хребте Броукен (скв. 255) и у подножия континентального склона Западной Австралии. Продолжительность перерыва различна. На хребте Броукен он охватывает палеоцен и нижнюю часть эоцена. На плато Натуралистов его интервал изменяется от позднего маастрихта – раннего палеоцена в скв. 264 до позднего маастрихта – среднего миоцена в скв. 258. В скв. 259 у подножия западноавстралийского склона перерыв отвечает позднему маастрихту – раннему палеоцену.

В западной области океана перерыв проявился в меньшей степени и установлен лишь



на юге Мозамбикской впадины (скв. 249, 250). Здесь он охватывает палеоген и ранний миоцен в скв. 249 и маастрихт–палеоген в скв. 250.

В юго-западной части Тихого океана скв. 275 на плато Кэмпбелл вскрыла верхнемеловые (кампанские) отложения, на которых несогласно залегают плейстоценовые осадки. На юго-востоке Тихого океана, в глубоководной котловине Беллинсгаузена, верхнемеловые и датские отложения пройдены скв. 323. Здесь перерыв охватывает поздний палеоцен и эоцен.

Таким образом, в Южном океане граница мезозоя и кайнозоя имеет следующие особенности.

1. По данным многих скважин, на этот период приходится стратиграфический перерыв, который на подводных возвышенностях чаще всего выражен размывом отложений, а в глубоководных частях океана – накоплением сокращенных по мощности бескарбонатных осадков. В высоких широтах фации растворения иногда формировались и на возвышенностях в условиях значительного подъема уровня карбонатной компенсации.

2. Перерыв по продолжительности был относительно кратковременным, охватывая несколько зон, либо длительным, когда из разреза выпадают отложения ярусов, подотделов и отделов.

3. Перерыв на границе мезозоя и кайнозоя имел глобальный характер, будучи отмечен не только в высоких широтах южного полушария, но и во многих других районах мира.

Непосредственной причиной перерыва, вероятно, в рассматриваемой области явилось

усиление циркуляции придонных водных масс. Придонная вода формировалась в морях Уэдделла и Росса, которые к этому времени уже раскрылись. Придонная холодная вода из моря Уэдделла текла на север, омывая Фолклендское плато, и частично на восток, устремляясь в Индийский океан и уходя вдоль западного побережья Австралии в Тихий океан.

Усиление циркуляции водных масс, очевидно, связано со значительным похолоданием на рубеже мезозоя и кайнозоя. Падение температуры, как уже отмечалось, имело глобальный характер и наиболее ярко проявилось в высоких широтах. Установленное практически по всему земному шару палеонтологическими и геохимическими (изотопными) исследованиями, оно привело к возрастанию широтного и вертикального градиентов. На смену равномерно прогретому океану с соленостной циркуляцией пришел океан с хорошо выраженной широтной зональностью, обусловленной началом формирования термогалинной циркуляции. Возрастание температурного градиента между высокими и низкими широтами приводило к возрастанию скорости межширотного и вертикального водообмена. Усилением придонной циркуляции, вероятно, был обусловлен подъем уровня карбонатной компенсации. Уменьшение глубины карбонатной компенсации могло быть связано с резким падением на рубеже мела и палеогена продуктивности известкового планктона в поверхностных водах, о чем свидетельствуют данные по изучению изотопов углерода в различных частях океана [Douglas, Savin, 1973, 1975; Letolle, 1979; Arthur et al., 1979; Boersma et al., 1979; Shackleton, Hall, 1984; Shackleton et al., 1984; и др.].

4. На подводных поднятиях в умеренных широтах Южной Атлантики рубеж мезозоя и кайнозоя ознаменован непрерывным накоплением биогенных карбонатных осадков с обильными и разнообразными планктонными фораминиферами и наннопланктоном. Вместе с тем раковины фораминифер и кокколиты в нижнепалеоценовых отложениях этого района претерпели интенсивное растворение, что говорит об усилении придонной циркуляции и о значительном уменьшении глубины карбонатной компенсации.

В палеоцене продолжалось раздвижение Южной Америки и Африки и расширение Южно-Атлантического бассейна [Sclater, McKenzie, 1975]. В Индийском океане происходило быстрое смещение Индии в северном направлении с отрывом ее от Мадагаскара. Циркуляция поверхностных водных масс в высоких широтах южного полушария в палеоцене во многом оставалась сходной с позднемеловой. Наиболее характерной ее особенностью было существование двух циклонических гир в южных частях Тихого и Южно-Атлантического-Индийского океанов при отсутствии циркумполярного течения (см. рис. 33). Резкое падение уровня Мирового океана в конце позднего мела [Vail, Hardenbol, 1979] привело к сокращению площадей эпиконтинентальных морей и увеличению контрастности климата. Начиная с палеоцена, в южном полушарии происходит прогрессирующее похолодание с отдельными климатическими оптимумами, когда температуры повышались до значений, характерных для позднего мела.

В результате расширения океана с одновременным выравниванием рельефа континентов и понижением их гипсометрического уровня преобладающее значение в Южном океане приобретала пелагическая седиментация с накоплением биогенных карбонатных осадков в пределах океанических хребтов и поднятий и бескарбонатных глин в глубоководных впадинах. В периферических частях океанов вблизи континентов происходило накопление терригенно-карбонатных осадков, нередко с доминированием терригенной составляющей. У подножий континентальных склонов и подводных поднятий шел процесс формирования турбидитов.

В Южной Атлантике карбонатное (планктоногенное) осадконакопление приурочено главным образом к сводовым областям плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и хребта Китовый; в Ангольской впадине вдоль северного склона последнего формировались смешанные терригенно-карбонатные турбидиты. В высоких широтах Южно-Атлантического бассейна, где в течение палеоцена процессы эрозии преобладали над осадконакоплением, чистые карбонатные осадки накапливались лишь в позднем палеоцене на Фолклендском плато (скв. 329). В глубоководных Аргентинской, Внешней

Мальвинской и Капской впадинах в палеоцене отлагались пелагические и гемипелагические осадки с незначительной примесью биогенного карбонатного материала.

В акватории у восточной окраины Южно-Американского континента в течение палеоцена шло накопление относительно глубоководных (1000–2000 м) терригенных фаций на юге (бассейны Магелланов и Сан-Хорхе) и мелководных терригенно-карбонатных отложений на севере (бассейны Колорадо и Саладо).

На большей части Индийского океана в палеоцене преобладала собственно океаническая седиментация [Левитан, 1984]. В высоких широтах нередко устанавливается перерыв в осадконакоплении. Планктоногенное карбонатакопление в западной части океана отмечено на южном окончании Южно-Мадагаскарской впадины и на плато Агульяс, а на востоке — в пределах плато Натуралистов и у основания западноавстралийского континентального склона.

В бассейне Карнарвон на западном побережье Австралии в позднем палеоцене накапливались мелководные мшанковые калькарениты, которые в более глубоководных районах замещались тонкими мергелистыми и глинистыми осадками. В сводовой части Мадагаскарского хребта, которая в палеоцене находилась на глубине первых десятков метров, также формировались рифогенные карбонатные пески с глауконитом, вулканокластическим материалом и обильными остатками рифовых организмов.

Бескарбонатное пелагическое и гемипелагическое осадконакопление приурочено к центральным областям глубоководных впадин — Мозамбикской, Западно-Агульясской и Пертской.

В палеоцене Австралия и Антарктида представляли собой единый континентальный блок, хотя процесс рифтинга между ними, вероятно, уже начался. Осадконакопление на юге Тихого океана испытывало влияние холодноводного циклонического круговорота, что в сочетании с высокоширотным положением региона определяло высокое состояние уровня карбонатной компенсации. По этой причине карбонатное осадконакопление было приурочено к вершинам подводных поднятий (плато Кэмпбелл). В глубоководной котловине Тасманова моря палеоцен сложен преимущественно терригенными осадками, возникшими ниже уровня карбонатной компенсации. Терригенные породы слагают также палеоцен на восточном побережье Южного острова Новой Зеландии.

В юго-восточной части Тихого океана (море Беллинсгаузена) в начале палеоцена (датский ярус) происходило накопление бескарбонатных пелагических глин, сменившееся во второй половине палеоцена периодом эрозии. Последняя связана с усилением водообмена Тихого и Южно-Атлантического океанов через мелководные проливы, которые могли существовать на месте современного пролива Дрейка или между Восточной и Западной Антарктидой.

Следует отметить, что анализ седиментологических, микропалеонтологических и сейсмостратиграфических данных, касающихся Австралии [Quilty, 1977, 1980a; Loutit, Kennett, 1981a, b] и Южной Африки [Seisser, Dingle, 1981], свидетельствует о том, что в течение палеоцена (и раннего эоцена) южные окончания этих континентов были охвачены обширной трансгрессией. Следы ее устанавливаются во многих местах.

Эоцен в высокоширотной части южного полушария явился временем кардинальной тектонической, океанологической и климатической перестройки, которая в олигоцене завершилась формированием структурного и гидрологического плана, близкого к современному и приведшего к изменению характера осадконакопления в Южном океане.

В эоцене произошло погружение системы поднятий Китового хребта, возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Паулу, хотя переотложение раннеолигоценовых мелководных крупных бентосных фораминифер в четвертичных турбидитах у северного подножия возвышенности Риу-Гранди свидетельствует о том, что отдельные вершины могли находиться вблизи уровня моря [Berggren, Hollister, 1977].

Наиболее существенные тектонические события имели место в южной части Индийского океана. На рубеже палеоцена и эоцена (55–53 млн. лет назад) в процессе рифтинга Австралия отделилась от Антарктиды и начала быстро перемещаться на север [Weissel, Hayes, 1972]. Рифтовая зона, заложенная между Австралией и Антарктидой,

продвинулась на запад и разбила ранее единый массив Кергелен-Броукен на два блока. Начиная с этого времени первый из них перемещался в юго-западном направлении, а второй — в северо-восточном. При этом хребет Броукен, поворачиваясь против часовой стрелки, одновременно воздымался, к концу эоцена слагающие его слои оказались в наклонном залегании [Lyendyk, Davies, 1974]. Столкновение Индийской и Евро-Азиатской литосферных плит, по некоторым данным, произошло на рубеже палеоцена и эоцена [Laughton et al., 1973; Керри, Мур, 1978] и вызвало реорганизацию системы спрединга в Индийском океане. По мнению А.А. Шрейдера [1981], средняя линейная скорость спрединга уменьшилась с $8,1 \pm 3,7$ см/год в маастрихтское-раннеэоценовое время до $3,0 \pm 0,8$ см/год в среднем эоцене. Активная тектоническая перестройка в Индийском океане в эоцене подтверждается также максимальной интенсивностью внутриокеанских эксплозий и широким распространением в эоценовых отложениях пепловых прослоев [Левитан, Лисицын, 1978].

Появление в процессе рифтинга мелководного пролива между Австралией и Антарктидой привело к установлению водообмена в высоких широтах между Индийским и Тихим океанами. Связь между этими океанами вначале была мелководной и неустойчивой. Бенгосные фораминиферы в верхнеэоценовых отложениях, вскрытых скв. 281 к югу от Южно-Тасманова хребта, свидетельствуют, что глубины здесь в это время не превышали 200–300 м [Kennett et al., 1975]. Южно-Тасманов хребет на протяжении большей части эоцена, вероятно, возвышался над уровнем моря, примыкая к Антарктиде. Он служил барьером, препятствовавшим свободному водообмену между высокоширотными районами Индийского и Тихого океанов. На слабую циркуляцию в проливе между Австралией и Антарктидой указывает также большая мощность эоценовых терригенных осадков к западу и востоку от о-ва Тасмания (скв. 280, 282), с высоким содержанием C_{org} , со следами интенсивной биотурбации и лишенных первичных осадочных текстур [Kennett et al., 1975].

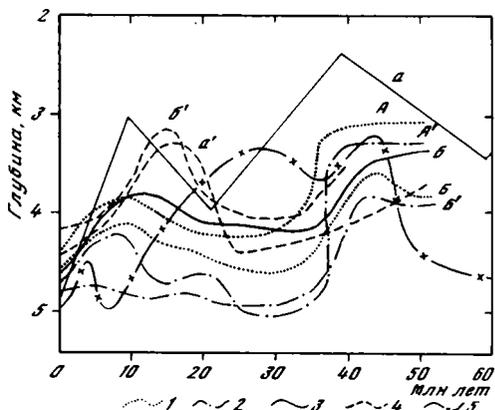
Тем не менее именно с возникновением в эоцене пролива между Австралией и Антарктидой и установлением в высоких широтах водообмена (вначале поверхностного) между Индийским и Тихим океанами начался процесс формирования Циркумантарктического течения, приведший к похолоданию в высоких широтах южного полушария, к термической изоляции Антарктиды и ее оледенению. В момент своего заложения течение, скорее всего, не было круговым, поскольку пролив Дрейка раскрылся гораздо позднее. Однако нельзя полностью исключить возможность существования уже в то время водообмена между Тихим и Южно-Атлантическими океанами. Связь этих океанов могла обеспечиваться либо через мелководные проливы, которые, по некоторым данным, существовали на месте сегодняшнего пролива Дрейка задолго до его окончательного раскрытия [Barker, Dalziel et al., 1977; Haq, 1981], либо между Восточной и Западной Антарктидой.

В результате перестройки системы циркуляции водных масс и уменьшения интенсивности водообмена между высокими и низкими широтами, происходивших в целом параллельно с падением уровня моря, теплый позднепалеоэоценовый-раннеэоценовый климат в среднем эоцене сменился похолоданием. Оно особенно четко выражено на рубеже эоцена и олигоцена, когда температуры поверхностных и придонных вод в южном полушарии понизились. В это же время появились первые ледники в Антарктиде [Margolis, Kennett, 1970]. Похолодание отмечено сменой распределения планктонных и бенгосных микроорганизмов и фиксируется палеотермометрическими исследованиями.

Понижение температуры поверхностных и придонных вод в среднем — верхнем эоцене и усиление вследствие этого циркуляции обусловили неустойчивое состояние уровня карбонатной компенсации с тенденцией его подъема во многих районах Южного океана. Уменьшение глубины карбонатной компенсации в Южной Атлантике отмечено на возвышенности Риу-Гранди [Barker, Carlson, Johnson et al., 1983], в южной части Китового хребта [Hsü, La Brecque et al., 1984] и в Капской впадине [Bolli, Ryan et al., 1978]. По данным М. Мелгуэн [Melguen, 1978], в Капской впадине она уменьшилась с 3700 м в палеоцене до 2500 м в эоцене (рис. 45).

Рис. 45. Колебания глубины карбонатной компенсации в кайнозое в Мировом океане. Компенсация У. Хэя по данным разных авторов

1 — внеэкваториальная часть Тихого океана: А — по Т. ван Анделу с соавторами [van Andel et al., 1975], Б — по В. Бергеру и П. Роту [Berger, Roth, 1975]; 2 — экваториальная часть Тихого океана: А' — по Т. ван Анделу с соавторами [van Andel et al., 1975], Б' — по В. Бергеру и П. Роту [Berger, Roth., 1975]; 3 — Южная Атлантика: а — по М. Мелгуэн [Melguen, 1978], б — по Т. ван Анделу с соавторами [van Andel et al., 1977]; 4 — Северная Атлантика: а' — по Т. ван Анделу с соавторами [van Andel et al., 1977], б' — по В. Бергеру и П. Роту [Berger, Roth, 1975]; 5 — Ангольская впадина [Dean et al., 1984]



Изменение глубины карбонатной компенсации в высоких широтах южного полушария сочеталось со сменой характера осадконакопления и эрозией уже накопленных отложений. Перерыв в осадконакоплении в эоцене имел, вероятно, региональный характер и в наибольшей степени проявился в пределах Юго-Западной Атлантики. На плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и в северной части Аргентинской котловины он охватывает поздний палеоцен и первую половину раннего эоцена (или весь раннеэоценовый интервал). В пределах Фолклендского плато в скважинах сохранились лишь отдельные части разреза эоценовых осадков, что свидетельствует о развитии здесь интенсивных эрозионных процессов. Широкое развитие эрозии в Юго-Западной Атлантике в эоценовое время и подъем глубины карбонатной компенсации связаны, вероятно, с началом формирования в море Уэдделла антарктической придонной водной массы и ее распространением в северном направлении. Позднепалеоэоценовый—раннеэоценовый перерыв предполагается также на плато Агульяс, хотя здесь он недостаточно хорошо документирован [Tucholke, Carpenter, 1977]. В других районах Южного океана этот перерыв отмечен только в отдельных скважинах.

Как и в палеоэоценовое время, преобладающим в Южной Атлантике на протяжении всего эоцена было пелагическое осадконакопление. При этом в умеренных и субтропических широтах в пределах возвышенности Риу-Гранди, Китового хребта и Капской впадины оно наследует палеоэоценовые черты, будучи преимущественно карбонатным. Исключением является плато Сан-Паулу, где в составе эоценовых отложений отмечены кремнисто-карбонатные прослойки, количество которых вверх по разрезу возрастает. Накопление подобных осадков связано, вероятно, с местным апвеллингом, усилившимся после погружения плато на нижебатиальные глубины.

В высокоширотной части океана характер седиментации существенно меняется. Здесь в составе пелагических осадков значительную роль играет биогенный кремнезем. Смешанные кремнисто-карбонатные илы средне- и позднеэоценового возраста вскрыты скв. 512 и 511 на Фолклендском плато. Очевидно, аналогичный возраст имеют гемипелагические илы с примесью биогенного кремнистого материала в скв. 358 в Аргентинской впадине. Накопление этих отложений свидетельствует о понижении в эоцене температуры поверхностных вод и об усилении процессов апвеллинга, как ответ на формирование вокруг Антарктиды кругового течения — предшественника Циркумантарктического течения.

В высоких широтах Индийского океана характер эоценового осадконакопления плохо известен. Возможно, он был несколько иным по сравнению с Южной Атлантикой. Обращает на себя внимание слабое развитие в составе эоценовых отложений биогенных кремнистых осадков. Мелководные кремнистые отложения, представленные кремнями и спонголитами, описаны вдоль южного побережья Австралии [Quilty, 1969, 1974c, 1975b].

В целом в Индийском океане, как и в Атлантическом, на протяжении всего эоцена преобладало пелагическое осадконакопление. Терригенные осадки распространены главным образом на юго-востоке Индийского океана, между Австралией и Антарктидой. Они имеют диахронный возраст, отражая процесс раздвижения этих континентов. Повышение глубины карбонатной компенсации в эоцене на палеоширотах 50–60° [Rampsey, 1977] с одновременным подъемом уровня моря [Vail, Hardenbol, 1979] в южной части Индийского океана привело к расширению площадей, занятых некарбонатными глинистыми осадками. Накопление их происходило во впадинах Мозамбикской, Южно-Мадагаскарской, Крозе, Перт, Уортон [Левитан, 1974]. На большей части Индийского океана в высоких и умеренных широтах фиксируется планктонное карбонатное осадконакопление. У западной и южной окраин Австралии накапливались мелководные карбонатные осадки с бентосными микроорганизмами.

В юго-западной части Тихого океана в составе эоценовых отложений присутствуют два типа осадков, отражающие разные фациальные обстановки: на подводных поднятиях плато Кэмпбелл и Южно-Тасманова хребта развит наннопланктонный писчий мел с кремневыми конкрециями; в глубоководных частях океана эоцен сложен преимущественно глинистыми алевроитами и алевроитистыми глинами. Во впадине Тасманова моря в верхнеэоценовых отложениях преобладают диатомовые илы с примесью алевроитовых и детритовых глин.

Таким образом, в эоценовое время в Южном океане формируется новый фациальный тип осадков — биогенные кремнистые илы, которые позднее образуют вокруг Антарктиды пояс биогенного кремнеосаждения. Их распространение в эоцене наиболее типично для Фолклендского плато и южной части Тасманова моря.

Структурная реорганизация дна океана, очевидно, достигла своей кульминации в позднеэоценовое—раннеолигоценовое время, когда, по мнению Дж. Кеннета с соавторами [Kennett et al., 1985], имело место существенное возрастание тектонической и вулканической активности в Австрало-Новозеландском регионе и в пределах всей высокоширотной области Тихого океана.

Рубеж эоцена и олигоцена в Южном океане явился временем существенной гидрологической перестройки, последствия которой очевидны не только в полосе высоких широт южного полушария, но и далеко за рамками этой акватории. В конце эоцена начинается погружение Южно-Тасманова хребта, который служил топографическим барьером на пути свободного водообмена Индийского и Тихого океанов в высоких широтах [Kennett et al., 1975]. В это же время, по мнению некоторых исследователей [Наг, 1981], устанавливается постоянная мелководная связь между Тихим океаном и Южной Атлантикой, хотя окончательного разделения Южной Америки и Антарктиды еще не произошло. Возникновение в высоких широтах водообмена между всеми океанами привело к образованию прото-Циркумантарктического течения, которое в своем окончательном виде сформировалось позднее, и к усилению термической изоляции Антарктиды. В результате температура поверхностных вод у ее берегов понизилась до значений, близких к точке замерзания. Это нашло отражение в маломощном покровном оледенении Восточной Антарктиды, распространившемся вплоть до береговой линии, и в развитии плавающих льдов вблизи материка [Kennett et al., 1975].

Появление покровного оледенения обусловило резкое падение температуры поверхностных и придонных вод, возрастание вертикального и широтного температурного градиента и формирование больших объемов холодной антарктической придонной воды. Последняя, распространяясь на север и заполняя глубоководные впадины, привела к возникновению в Мировом океане психросферы [Benson, 1975; Kennett, Shackleton, 1976]. Образованию этой водной массы синхронно резкое понижение уровня карбонатной компенсации на рубеже эоцена и олигоцена, отмеченное практически во всех океанах [van Andel et al., 1977] (см. рис. 45).

Вследствие возрастания температурного градиента между различными глубинами и между высокими и низкими широтами усилилась придонная циркуляция, которая привела к прекращению осадконакопления или размыву во многих районах Южного

океана уже накопленных осадков (см. рис. 40—44). Перерыв на границе эоцена и олигоцена отмечен во многих скважинах, пробуренных в 25—29, 36, 39, 71, 74 и 75-м рейсах "Гломар Челленджера" [Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974; Veevers, Heirtzler et al., 1974; Hayes, Frakes et al., 1975; Kennett, Houtz et al., 1975; Barker, Dalziel et al., 1977; Perch-Nielsen, Supko et al., 1977; Ludwig, Krasheninnikov et al., 1983; Moore, Rabinowitz et al., 1984; Hay, Sibuet et al., 1984]. По масштабам своего распространения в Южном океане он сопоставим с перерывом на рубеже мезозоя и кайнозоя и также имел субглобальный характер. Как и последний, он проявляется в широком диапазоне глубин и выражен в разрезе либо неотложением осадков, либо накоплением мадомощных бескарбонатных толщ фаши растворения, либо размывом более древних отложений. Продолжительность перерыва меняется в весьма широких пределах и зависит от специфики местных условий придонной циркуляции.

На протяжении олигоцена в Южном океане продолжалось становление Циркумантарктического течения и усиливалась термическая изоляция Антарктиды. В позднем олигоцене одновременно с дальнейшим расширением пролива между Австралией и Антарктидой произошло окончательное погружение Южно-Тасманова хребта и между Индийским и Тихим океанами установилась устойчивая глубоководная связь в высоких широтах. Пролив Дрейка, раскрытие которого, по мнению ряда исследователей, произошло около 30 млн лет назад, соединил Тихий океан и Южную Атлантику, хотя глубоководная связь между ними установилась, вероятно, только в миоцене [Наг, 1981]. Одновременно с этим в тропической зоне почти полностью закрылась восточная часть океана Тетис, сильно сократив тем самым водообмен между океанами в экваториальной области. В итоге всех этих событий к концу олигоцена возникла система циркуляции, близкая к современной. Формирование Циркумантарктического течения сопровождалось дальнейшим понижением температуры и усилением контрастности климата, что обусловило интенсификацию поверхностных и придонных течений.

Осадконакопление в олигоценовое время в Южной Атлантике в главных чертах сходно с таковым в эоцене, будучи преимущественно пелагическим карбонатным на плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди, Китовом хребте, в Капской впадине и на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в Аргентинской впадине, гемипелагическим в северной части Аргентинской впадины и терригенно-карбонатным турбидитным у подножия северного окончания Китового хребта в Ангольской впадине.

Важной отличительной чертой олигоценового осадконакопления в Южной Атлантике является возрастание в осадках роли биогенного кремнезема. На Фолклендском плато в раннем олигоцене накапливались диатомовые и глинистые диатомовые илы с подчиненным количеством наннопланктонных диатомовых илов (скв. 511). Накопление таких же глинисто-диатомовых илов происходило в позднем олигоцене в южной части Аргентинской впадины (скв. 513). Увеличение роли биогенного кремнистого материала (диатомей и радиолярий) по сравнению с подстилающими эоценовыми отложениями отмечено на севере Аргентинской впадины (скв. 358). Здесь в верхней части олигоценового разреза присутствуют пепловые прослои.

На юге Индийского океана олигоценовые отложения малоизвестны. Возможно, они уничтожены последующей эрозией. Олигоценовые осадки сохранились на южном окончании Восточно-Индийского хребта (скв. 254), где они представлены мелководными (лигторальными) грубозернистыми терригенно-карбонатными фашиями, и в районе между Австралией и Антарктидой. На востоке впадины Кергелен олигоцен сложен пелагическими наннопланктонными илами, свидетельствующими об установлении нормальных океанических условий. Содержание биогенного кремнистого материала невелико. В скв. 268 на континентальном склоне Антарктиды в составе терригенных отложений олигоценового возраста по всему разрезу присутствуют прослои порцелланитов и редкие включения материала ледового разноса песчаной размерности.

Олигоценовому времени отвечает значительное понижение уровня океана [Vail, Hardenbol, 1979] и широкая регрессия в Южной Америке [Natland et al., 1974; Urien,

Zambrano, 1973], в Южной Африке и на Мадагаскаре [Sigal, 1974; Seisser, Dingle, 1981], в Австралии [Quilty, 1977, 1980; Loutit, Kennett, 1981a, b] и на о-ве Южный Новая Зеландии [Jenkins, 1971], которая проявилась в перерыве в осадконакоплении, обычно охватывающем ранний и часть позднего олигоцена, либо в мелководном характере осадков.

В отличие от Атлантического и Индийского океанов в юго-западной части Тихого океана в олигоцене практически повсеместно осадконакопление преобладало над эрозией. Олигоцен полностью отсутствует лишь в скв. 283 в центральной области Тасманова моря, где на диатомовых илах позднего эоцена несогласно залегают терригенные осадки миоценового (?) возраста. Отсутствие их свидетельствует об усилении циркуляции в процессе перемещения к северу Южно-Тасманова хребта (с одновременным его погружением) и об отклонении одной из ветвей течения, устремлявшегося из Индийского океана в Тихий, к северу. На усиление циркуляции также указывает незначительная мощность олигоценовых осадков в скв. 281 на южном окончании Южно-Тасманова хребта и накопление здесь глауконитов.

В ответ на дальнейшее расширение пролива между Австралией и Антарктидой в юго-западном секторе Тихого океана в олигоцене увеличивается роль биогенной пелагической седиментации. На плато Кэмпбелл продолжают накапливаться чистые наннопланктонные илы, а во впадине Эмеральд непосредственно на базальтовом фундаменте отлагаются диатомово-радиоляриевые илы. Смешанные терригенно-карбонатные и терригенно-кремнистые осадки формируются соответственно к западу от о-ва Тасмания (скв. 282), на абиссальной равнине к югу от Тасманова моря (скв. 280).

Накопление терригенных отложений с примесью материала ледового разноса песчаной и галечной размерности в олигоценовое время происходило на континентальном склоне Антарктиды и в море Росса. В скв. 274 в центральной части моря верхняя половина разреза олигоцена обогащена диатомеями.

Об условиях осадконакопления в юго-восточной части Тихого океана в течение олигоцена нельзя сказать ничего определенного, так как осадки этого возраста здесь достоверно не установлены.

Как видно из приведенной характеристики олигоценовых осадков в Южном океане, биогенное кремненакопление, как и в эоцене, было приурочено преимущественно к юго-западным районам Южной Атлантики и Тихого океана. В современной высокоширотной части Индийского океана глубоководное бурение не проводилось и о составе отложений нет данных. Однако почти полное отсутствие или незначительное содержание кремнистого планктона в осадках олигоцена в пределах абиссальной равнины Кергелен (скв. 267) и на континентальном склоне Антарктиды (скв. 268), вероятно, свидетельствуют о том, что сплошного поля кремненакопления здесь в олигоценовое время еще не существовало. Вместе с тем, судя по смещению к северу границы смешанных карбонатно-кремнистых илов в районе их распространения, в олигоцене происходит дальнейшее расширение области биогенного кремненакопления.

К началу неогена в Южном океане сформировались близкие к современным топография дна и система течений. С этого времени осадконакопление здесь находилось под непосредственным влиянием Циркумантарктического течения и широтных миграций зоны Антарктической конвергенции, отражавших пульсации в росте ледового щита в Антарктиде.

В течение миоцена вместе с развитием и интенсификацией Циркумантарктического течения продолжались дифференциация водных масс и возрастание температурного градиента между высокими и низкими широтами. Так, по данным Т. Лютита с соавторами [Loutit et al., 1983], широтный температурный градиент в Тихом океане удвоился на протяжении миоцена и в конце его составил 12° С.

Усиление термической стратификации в океане непосредственно связано с прогрессирующим похолоданием и увеличением объема льда в Антарктиде. По данным Н. Шеклтона и Дж. Кеннетта [Shackleton, Kennett, 1975b], основная масса антарктического льда быстро сформировалась в среднем-позднем миоцене в интервале 14–

10 млн лет после закрытия Тетиса, приведшего к прекращению водообмена между Атлантическим и Индийским океанами в тропической области [Hsü et al., 1984], и образования в высоких широтах зоны Антарктической конвергенции. До позднего миоцена образование льдов, по всей вероятности, было ограничено только Восточной Антарктидой, в то время как ее западная часть представляла собой систему островов [Ciesielski et al., 1982]. В позднем миоцене объем льда в Антарктиде достиг максимальных за всю историю оледенения значений. В это же время ледовый покров сформировался и в Западной Антарктиде [Ciesielski et al., 1982; Savage, Ciesielski, 1983].

Возрастание широтного и вертикального температурного градиента и интенсификация Циркумантарктического течения в результате похолодания в высоких широтах южного полушария и формирования ледового покрова в Антарктиде отразились в последовательности отложений, как в перерывах в осадконакоплении, так и в смене его характера. По данным глубоководного бурения, миоцен в Южном океане — это время интенсивной донной эрозии. С наибольшей интенсивностью эрозионные процессы проявились в высоких широтах Южной Атлантики и в юго-западном секторе Тихого океана. Это, вероятно, служит косвенным указанием на моря Уэдделла и Росса как на центры зарождения антарктической придонной водной массы, которая затем распространялась на север, приводя к размыву или ненакоплению осадков. В Юго-Западной Атлантике площадные масштабы миоценового перерыва в осадконакоплении и его продолжительность увеличиваются при переходе из умеренных широт в высокие. Так, если в пределах плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и северной части Аргентинской впадины из разреза миоцена выпадают лишь отдельные интервалы, то на банке Мориса Юинга в большинстве пробуренных скважин миоценовые осадки практически полностью уничтожены эрозией.

Аналогичная картина наблюдается и на юго-востоке Атлантического океана (см. рис. 41). На северном окончании Китового хребта лишь в одной из четырех пробуренных здесь скважин (скв. 363) миоцен представлен фрагментарно. В остальных скважинах вскрыт непрерывный разрез миоценовых осадков. На юге хребта в скважинах, расположенных в пределах склона на глубинах между 3000 и 4000 м (скв. 528, 529), перерыв приурочен к среднему миоцену; в более глубоководных скважинах миоценовые осадки сохранились частично (скв. 527) или полностью отсутствуют (скв. 524). На относительно мелководье вскрыт стратиграфически полный разрез миоцена.

Миоценовые осадки сохранились на континентальном склоне юга Африки. В глубоководной области Капской впадины они полностью уничтожены эрозией. На плато Агульяс грунтовыми трубками миоценовые (главным образом раннемиоценовые) осадки подняты с ограниченной площади вдоль его юго-западного склона (см. рис. 42). На большей части поверхности плато, а также на континентальном склоне южного окончания Африки под четвертичными осадками залегают более древние отложения, возраст которых колеблется от раннеолигоценового до позднемелового [Tucholke, Carpenter, 1977].

На юге Индийского океана миоценовый перерыв отмечен на Мозамбикском хребте (скв. 249) и Мадагаскарской впадине (скв. 345) на западе, где в разрезе отсутствуют нижнемиоценовые осадки [Schlich et al., 1974], и на плато Натуралистов (скв. 258, 264) на востоке, где сохранились только верхнемиоценовые отложения [Luyendyk, Davies, 1974]. Во всех остальных глубоководных и относительно мелководных скважинах осадки миоцена сохранились полностью (см. рис. 43).

В высоких широтах Тихого океана этот перерыв присутствует в пределах Австрало-Новозеландского региона на плато Кэмпбелл и у его юго-восточного подножия (скв. 275—277), к югу от Южно-Тасманова хребта (скв. 280) и у подножия континентального склона Австралии к западу от о-ва Тасмания (скв. 282). С наибольшей интенсивностью процессы эрозии проявились в районе плато Кэмпбелл, где осадки миоцена полностью размывы, и на о-ве Тасмания, где сохранились лишь фрагменты

миоценового разреза. На хребте Маккуори из разреза выпадает верхнемиоценовый интервал [Kennett et al., 1975].

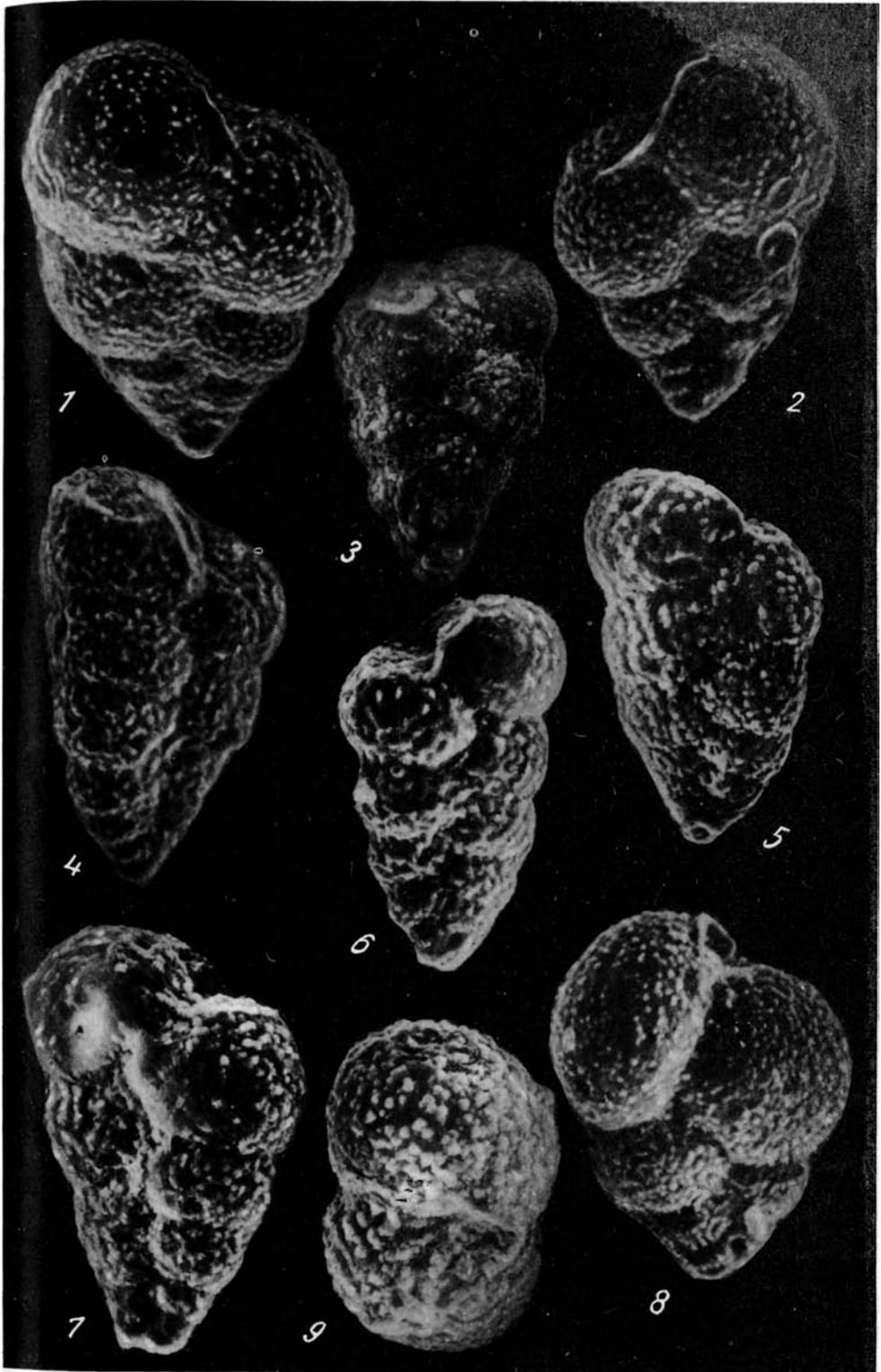
Дж. Бэррон и Г. Келлер [Barron, Keller, 1982] проанализировали распространение перерывов в миоценовых отложениях океанов и пришли к выводу, что наиболее выдержаны перерывы, соответствующие следующим возрастным интервалам: 23–22,5 млн лет (самая поздняя часть олигоцена), 20–18 (поздний аквитан – ранний бурдигал), 16–15 (низы среднего миоцена), 13,5–12,5 и 12–11 (верхняя, большая часть среднего миоцена), 10–9 (верхний миоцен, интервал внутри тортонского яруса), 7,5–6,2 млн лет (верхняя часть верхнего миоцена). По их мнению, эти перерывы отвечают фазам похолодания. Наблюдения Дж. Бэррона и Г. Келлер представляют определенный интерес, но причинная связь периодов усиления эрозии с изменениями среды, очевидно, сложнее и многообразнее. В частности, эрозионные процессы в основании среднего миоцена и в нижней части верхнего миоцена (тортонский ярус) приходится на периоды температурных максимумов.

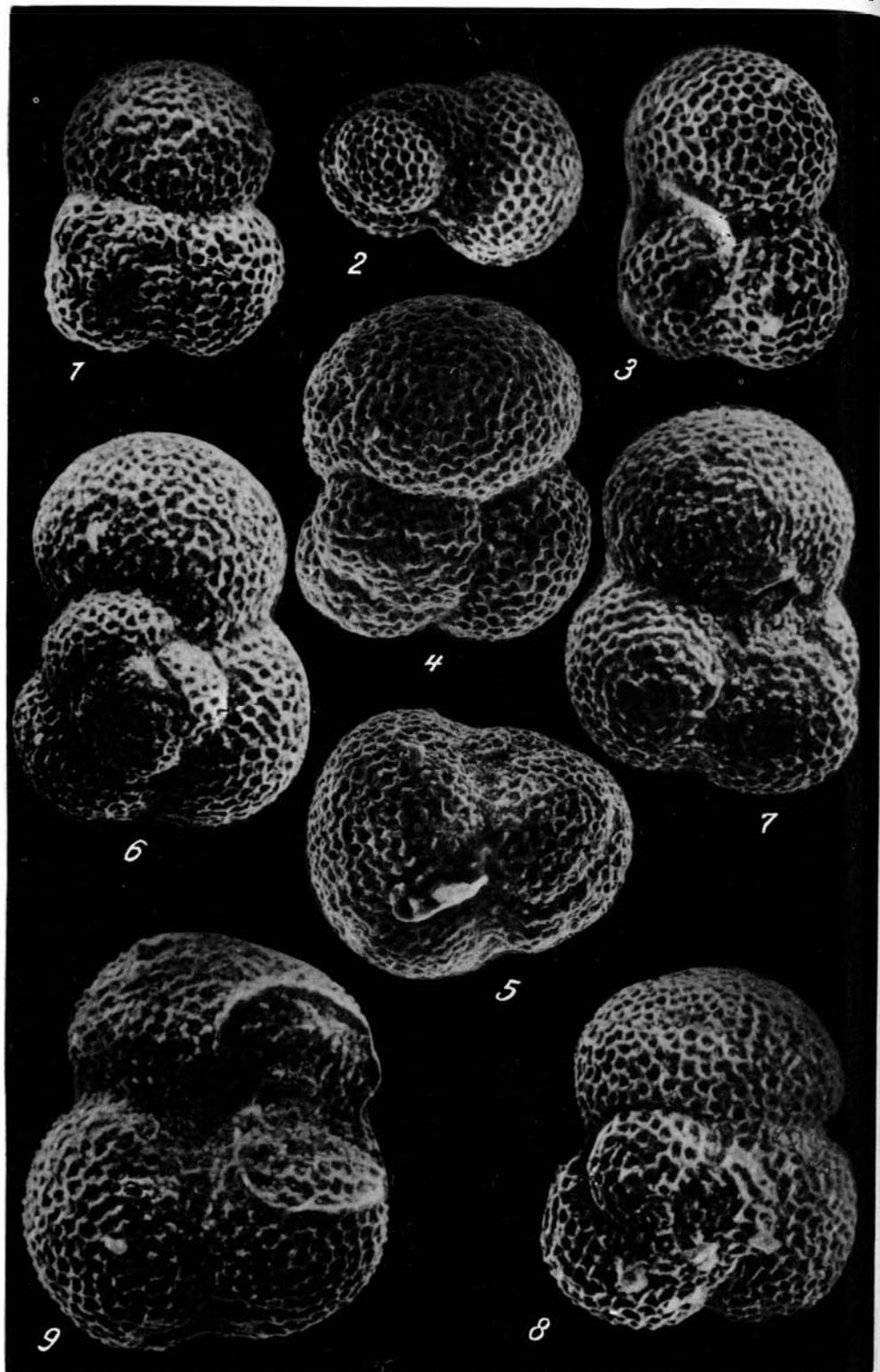
В миоценовое время на большей части акватории Южного океана продолжается биогенное пелагическое осадконакопление. В Южной Атлантике в умеренных широтах повсеместно (плато Сан-Паулу, возвышенность Риу-Гранди, Китовый хребет, Капская впадина) в миоцене накапливались биогенные карбонатные осадки. Исключением является северная часть Китового хребта (скв. 362), где начиная с середины миоцена среди карбонатных наннопланктонных илов, чередующихся с прослоями турбидитов, в заметном количестве появляется биогенный кремнистый материал, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Присутствие здесь прослоев диатомовых илов является, вероятно, свидетельством проникновения сюда холодного Бенгельского течения вдоль Западно-Африканского побережья и зарождения зоны апвеллинга, которая окончательно сформировалась в плиоцене. В высоких широтах Южной Атлантики преимущественное развитие получают биогенные кремнистые осадки, вначале с примесью карбонатного материала, количество которого вверх по разрезу постепенно убывает. На севере Аргентинской впадины (скв. 358) в миоцене накапливались смешанные терригенно-кремнистые илы с прослоями вулканического пепла.

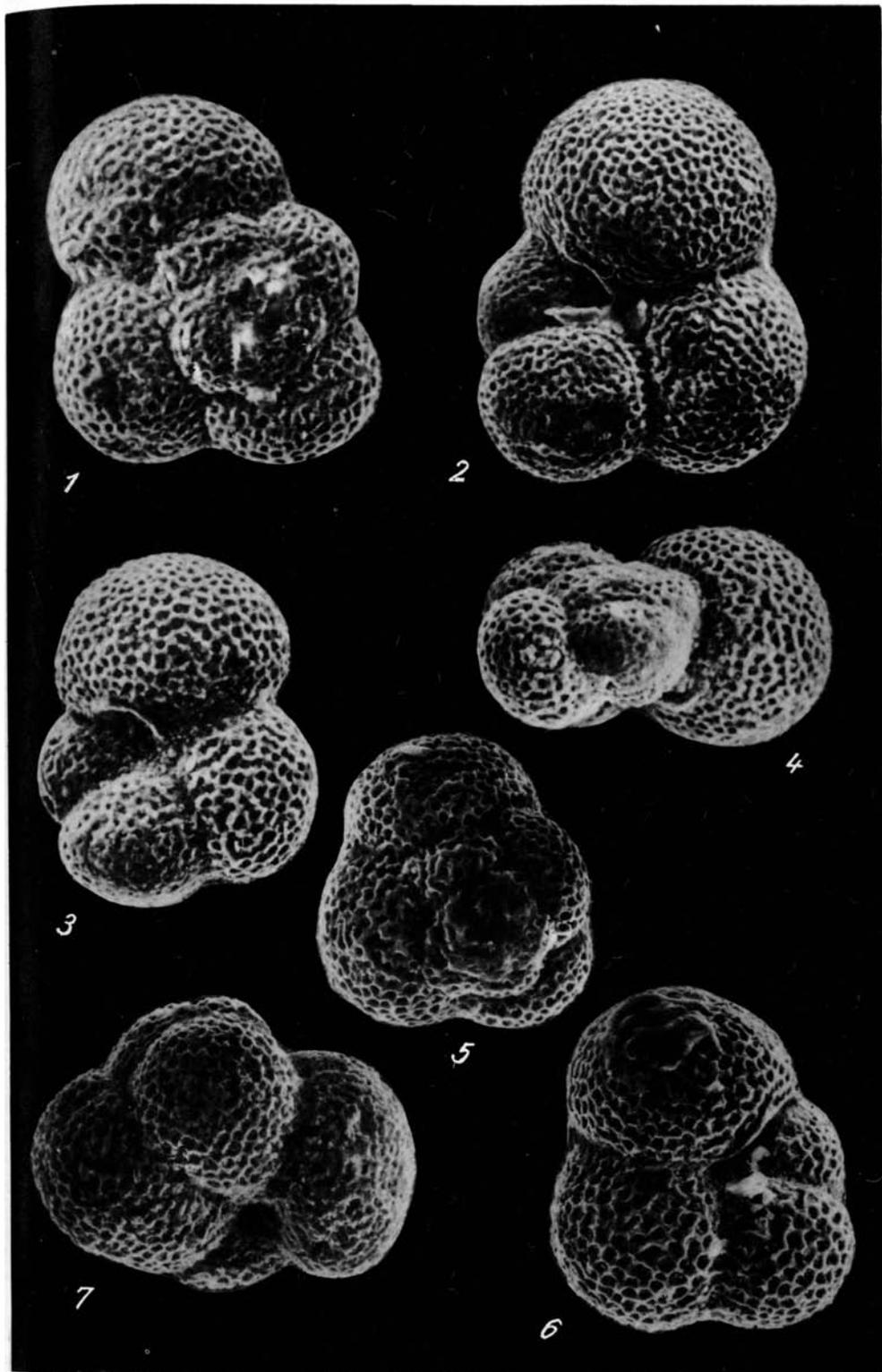
В южной части Индийского океана на глубинах выше уровня карбонатной компенсации в миоцене формировались смешанные пелагические карбонатно-кремнистые илы. В глубоководных впадинах накапливались бескарбонатные пелагические глины, за исключением впадины Крозе, где разрез миоцена в скв. 252 сложен радиоляриевыми илами.

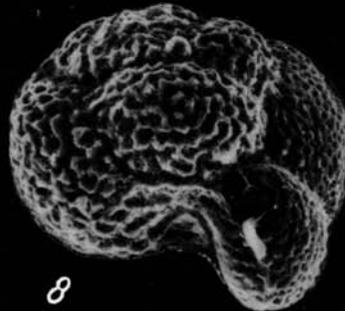
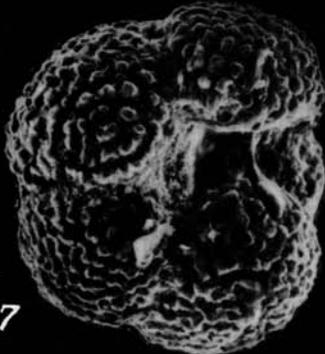
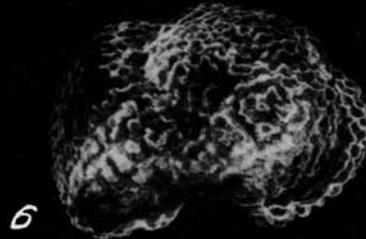
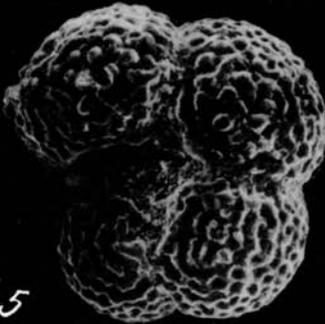
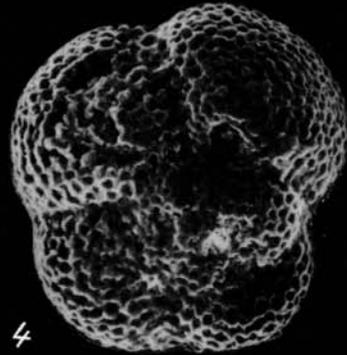
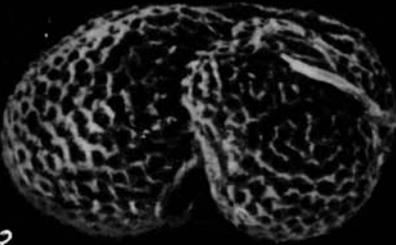
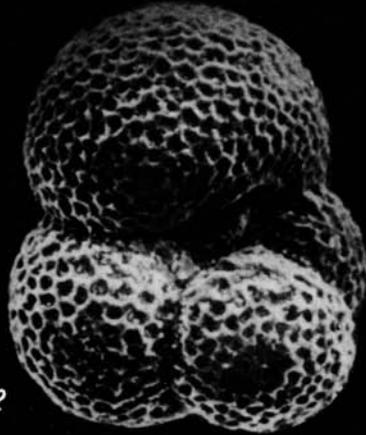
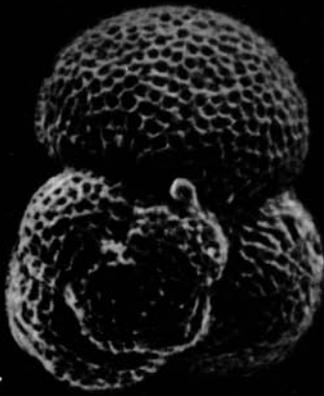
Вблизи Африканского побережья, в частности, в Мозамбикской впадине (скв. 248), на протяжении всего миоцена шло накопление мощной толщи терригенных осадков. В высоких широтах юго-восточного сектора Индийского океана биогенное карбонатное накопление с незначительной примесью кремнистого материала происходило в пределах срединного хребта в раннем–среднем миоцене (скв. 265, 266). В конце среднего миоцена доминирующая роль в осадконакоплении переходит к кремневому планктону и здесь накапливались преимущественно кремнистые осадки. Южнее, в глубоководной области (скв. 267), миоцен сложен пелагическими глинами, в верхней части (крозля среднего–верхний миоцен) с прослоями диатомовых илов. Уменьшение количества биогенного кремнистого материала связано, вероятно, с падением продуктивности кремневого микропланктона в холодных водах вблизи кромки льда и с его растворением на больших глубинах. На континентальном склоне Антарктиды миоцен представлен толщей (около 200 м) терригенных отложений, которые в верхней части сменяются вначале глинисто-карбонатными, а затем глинисто-диатомовыми илами [Hayes, Frakes, 1975].

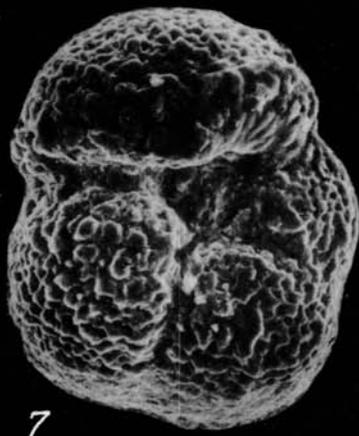
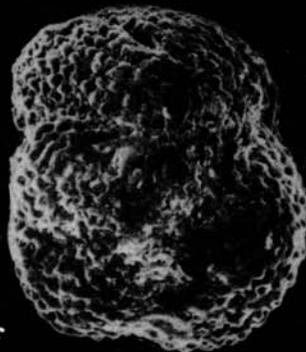
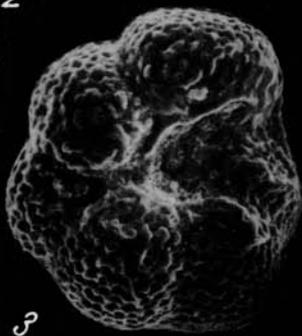
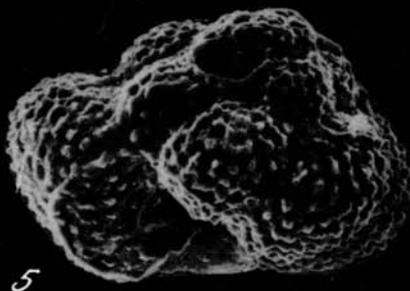
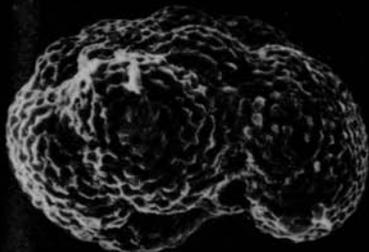
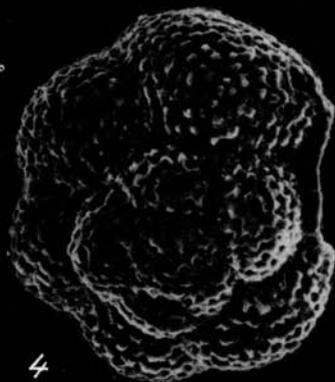
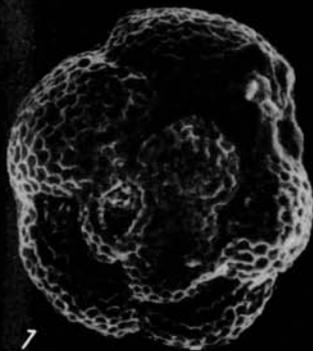
В тихоокеанском секторе Южного океана биогенное карбонатное накопление в миоцене было приурочено к Австрало-Новозеландскому региону. Карбонатные илы слабают миоцен на хребте Маккуори (скв. 279), в районе системы Южно-Тасманова хребта и о-ва Тасмания (скв. 280–282) и в Тасмановом море к западу от Южного острова Новой Зеландии (скв. 284). Граница распространения карбонатных осадков

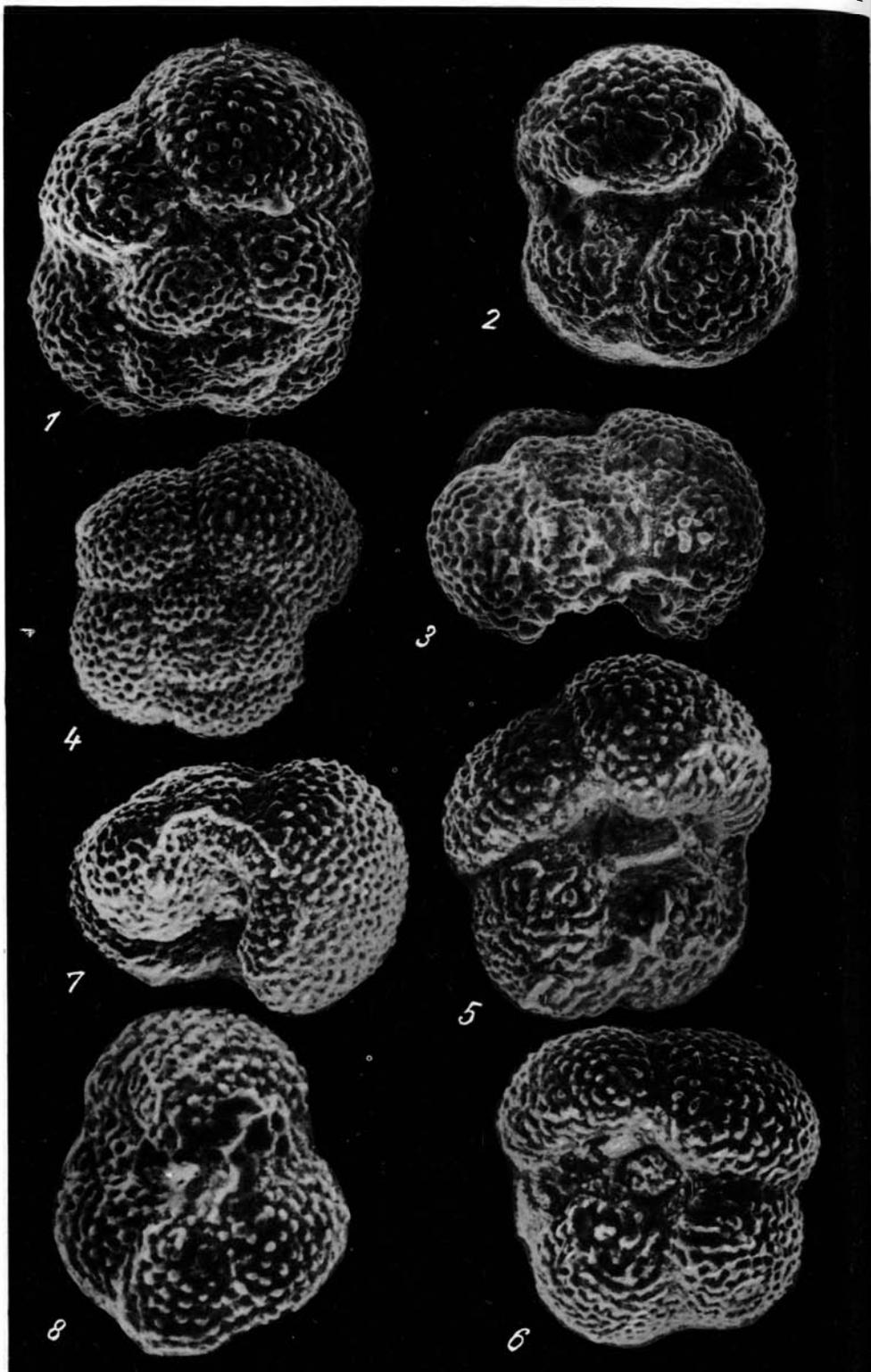


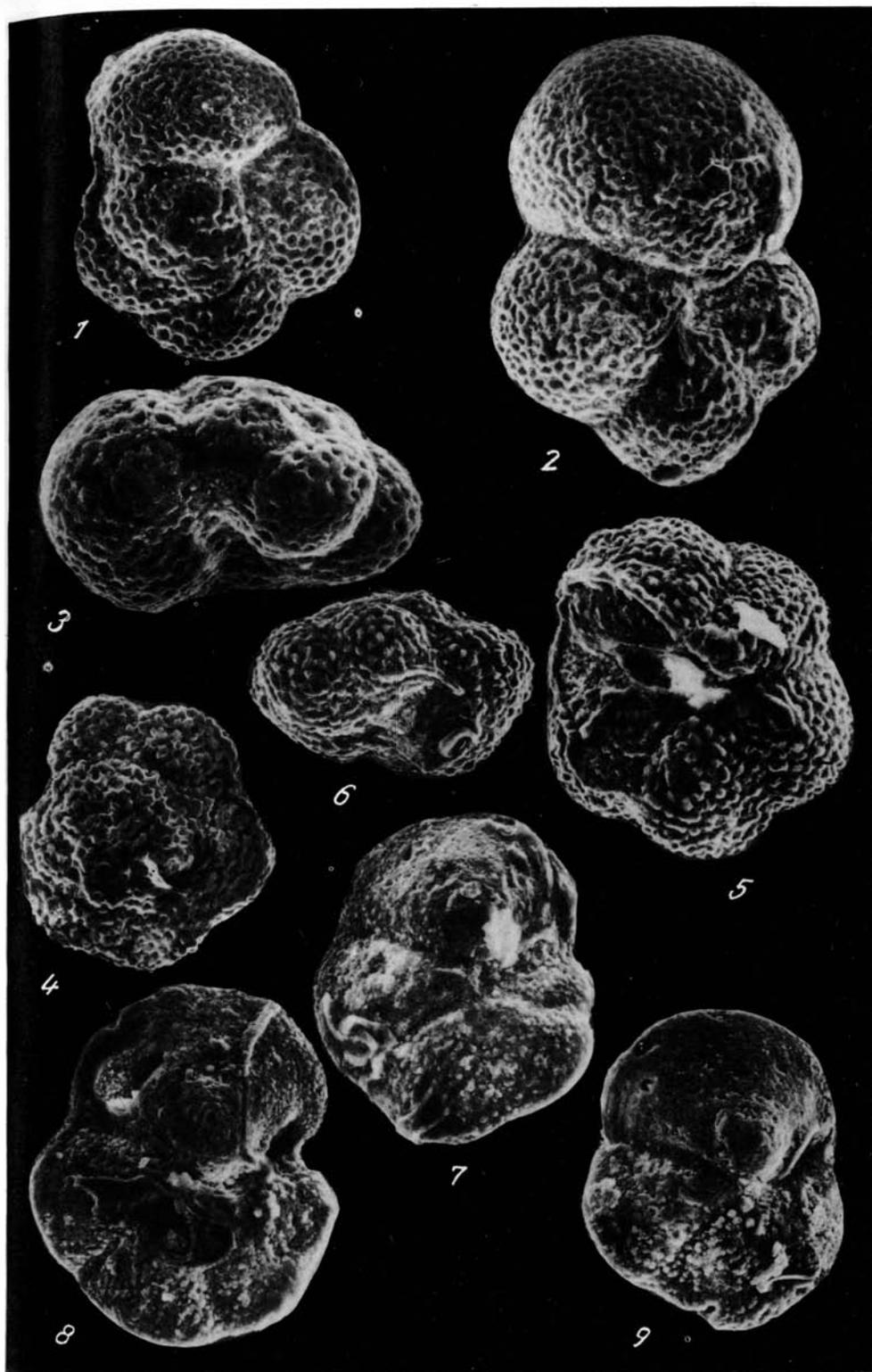


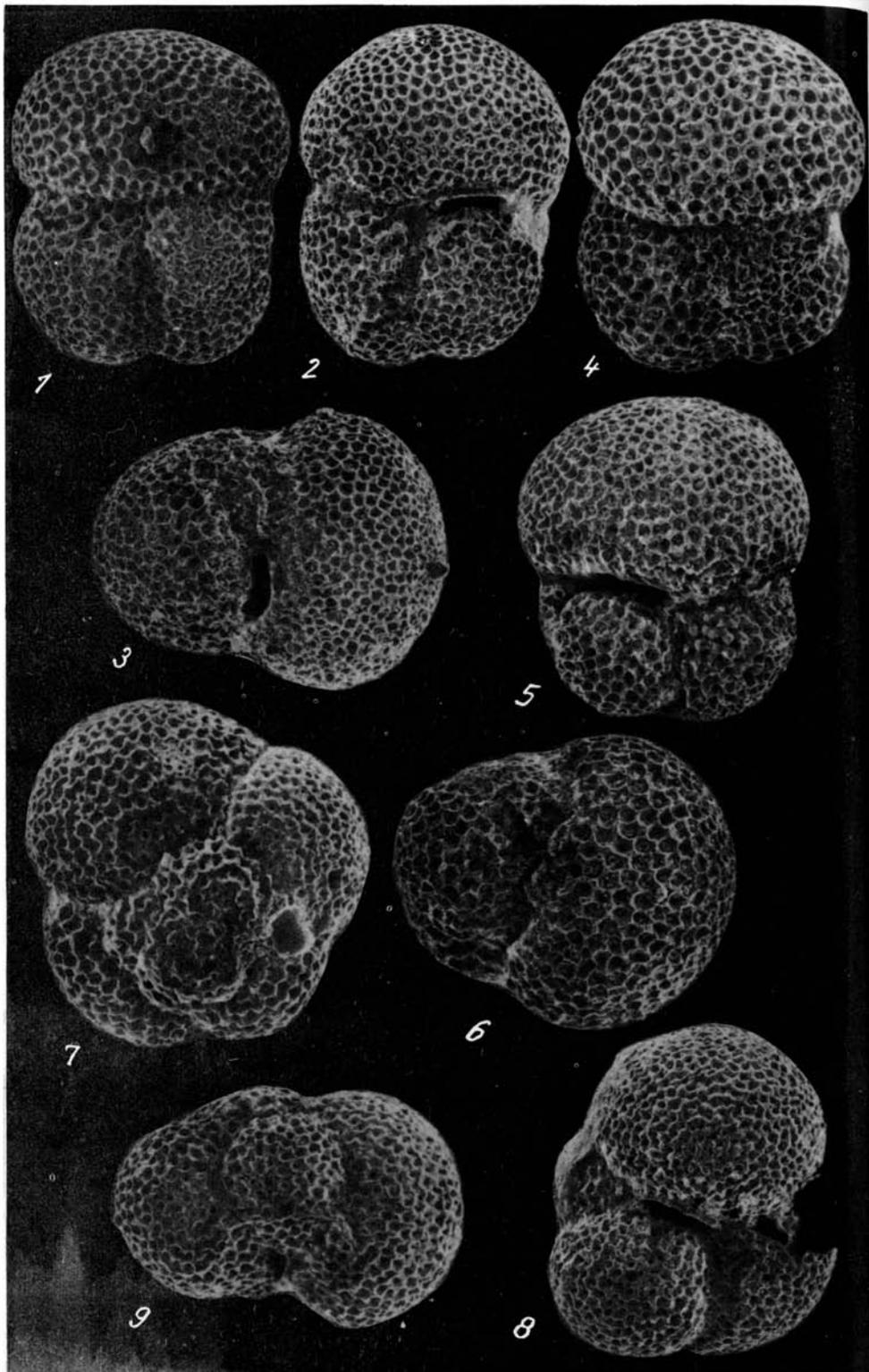


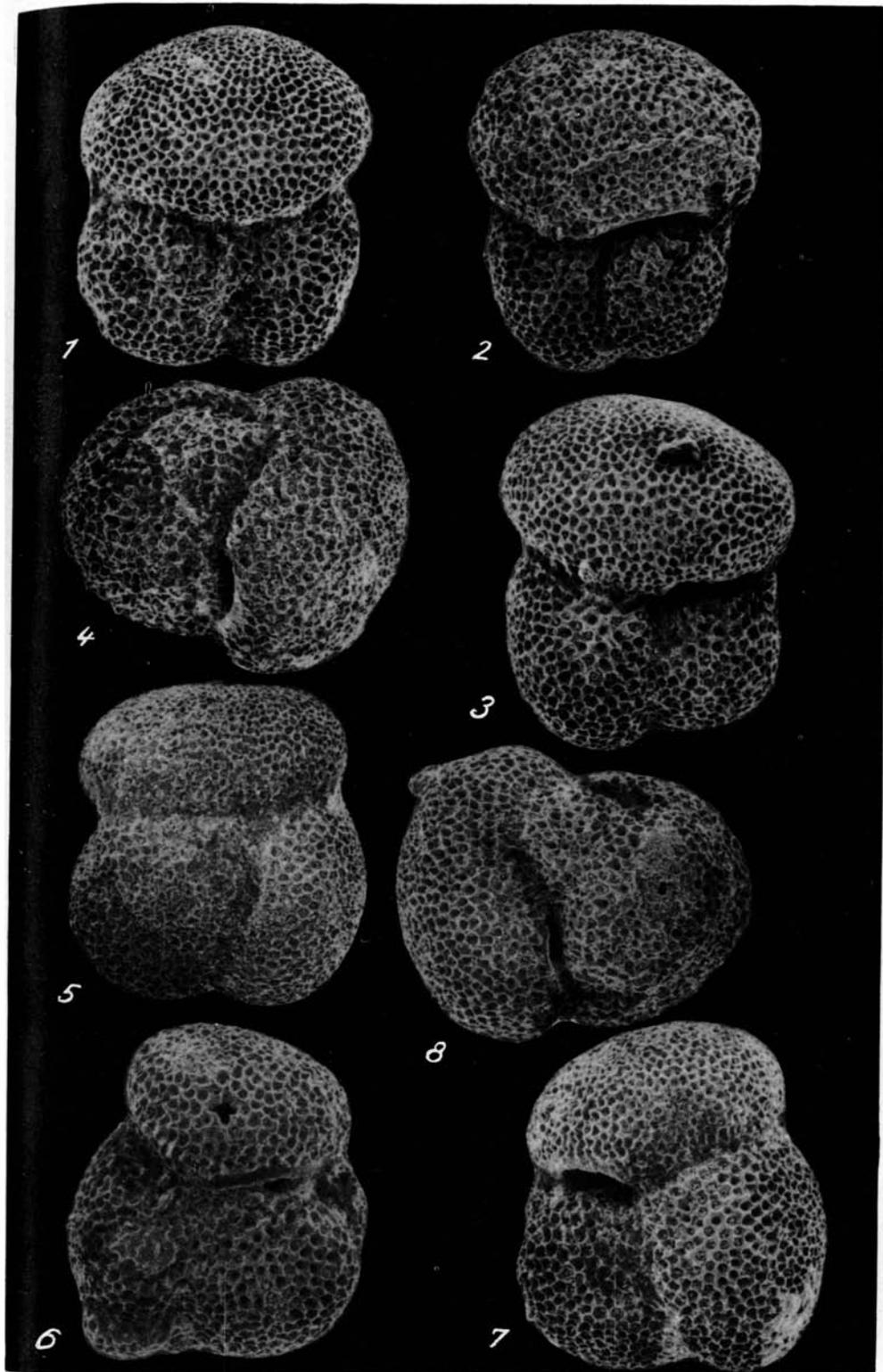


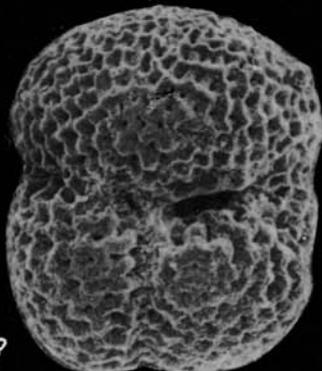
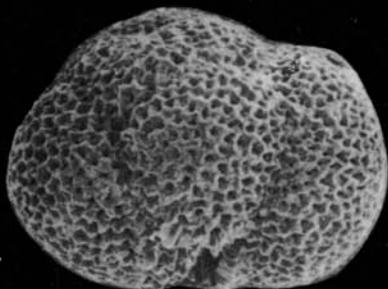
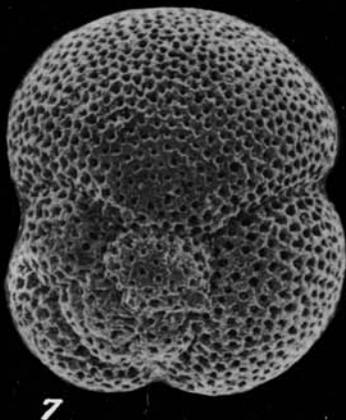
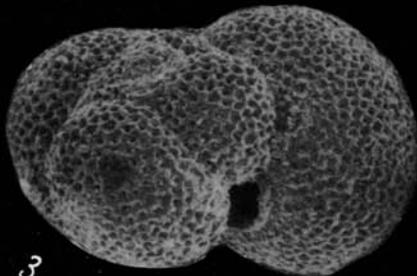
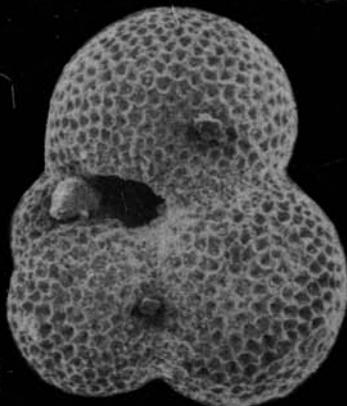


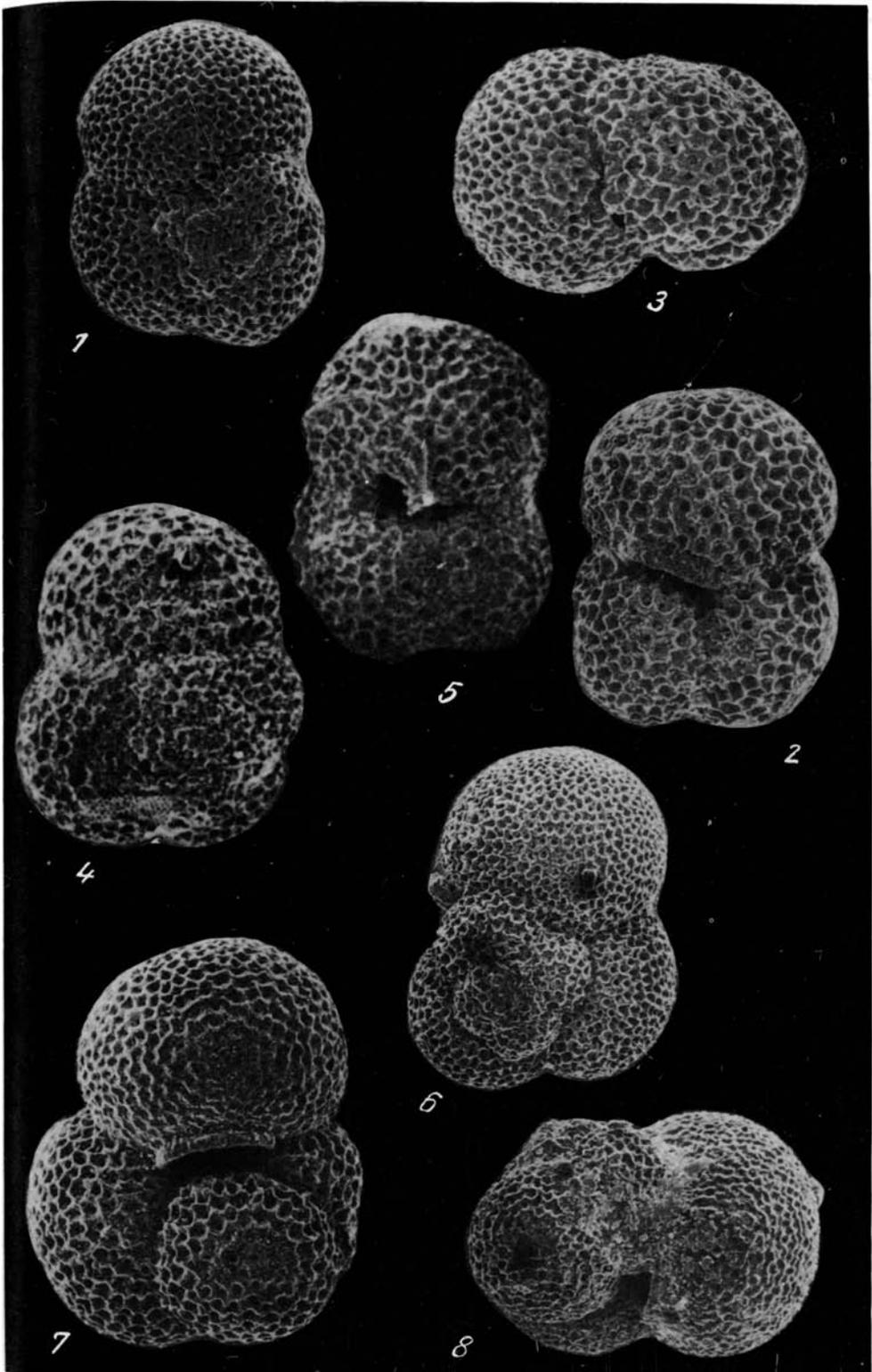


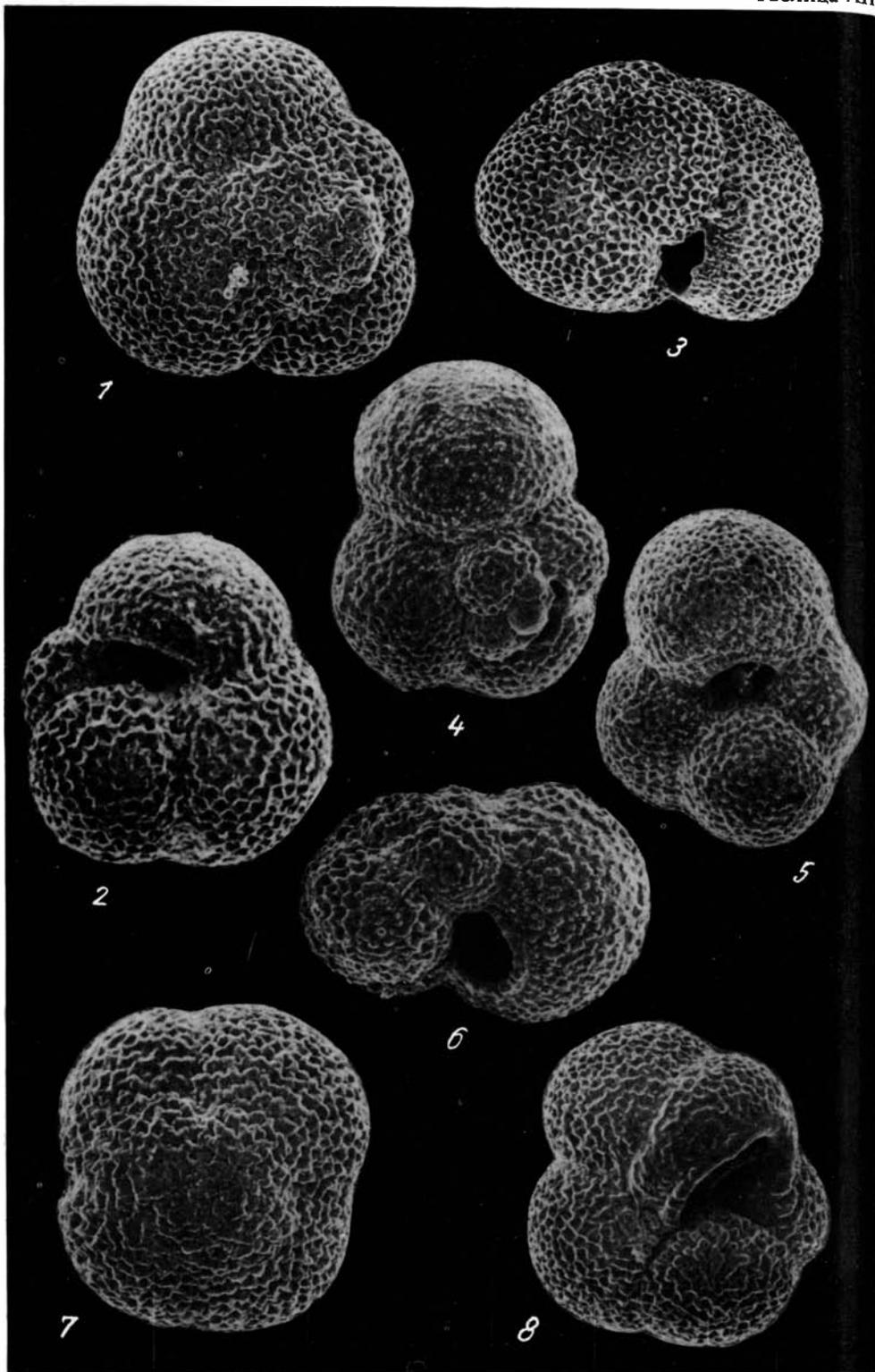


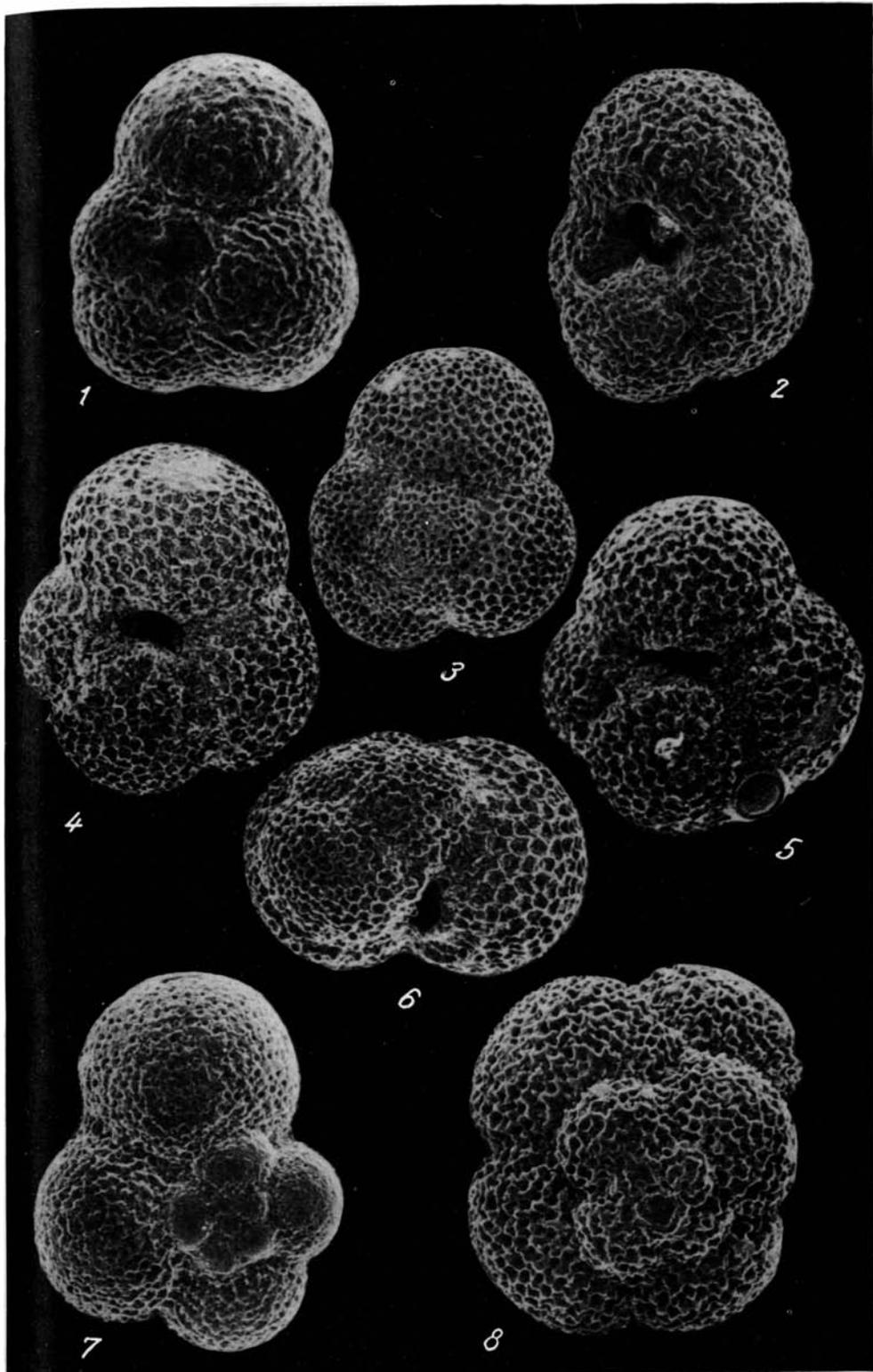


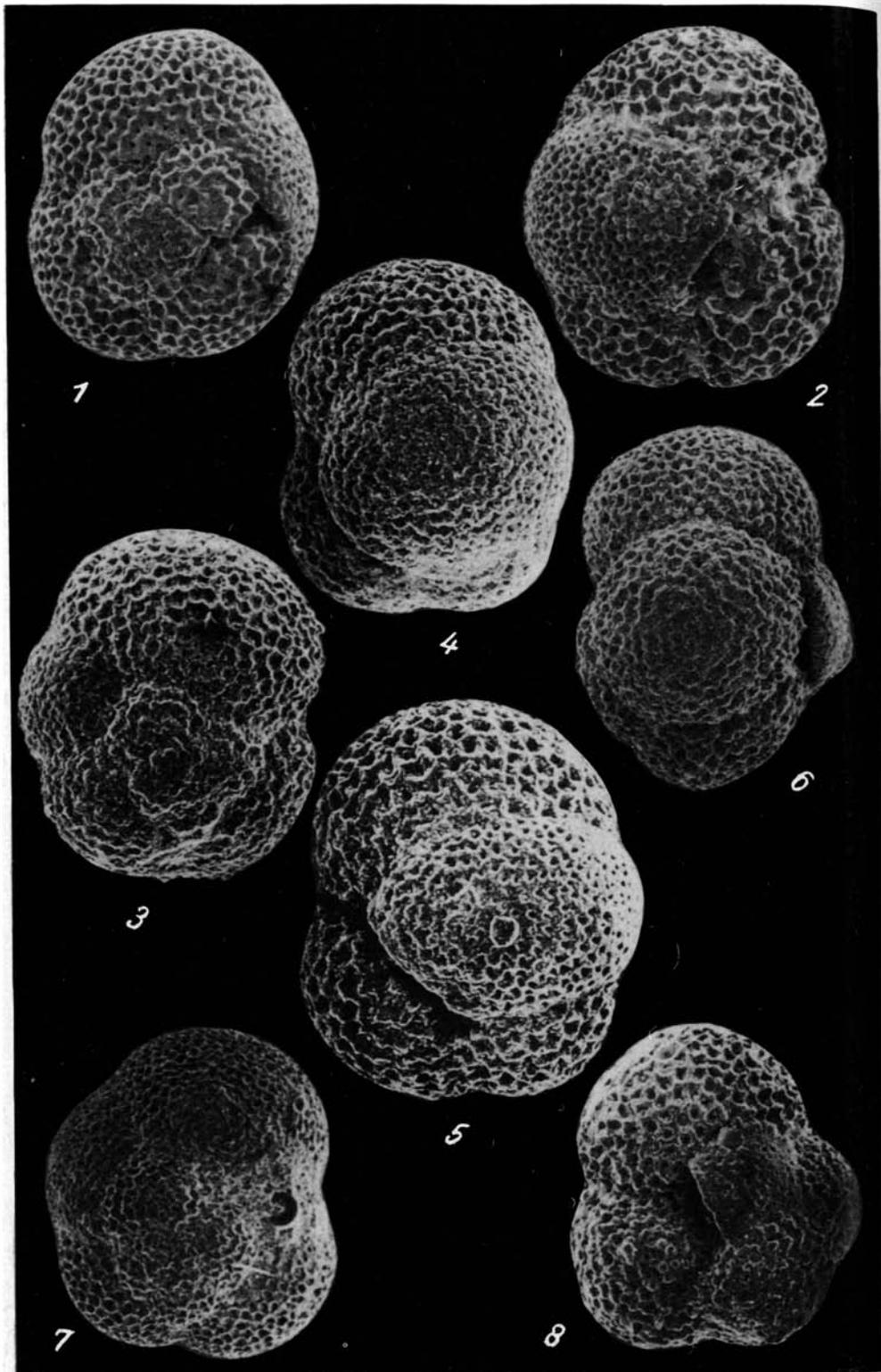


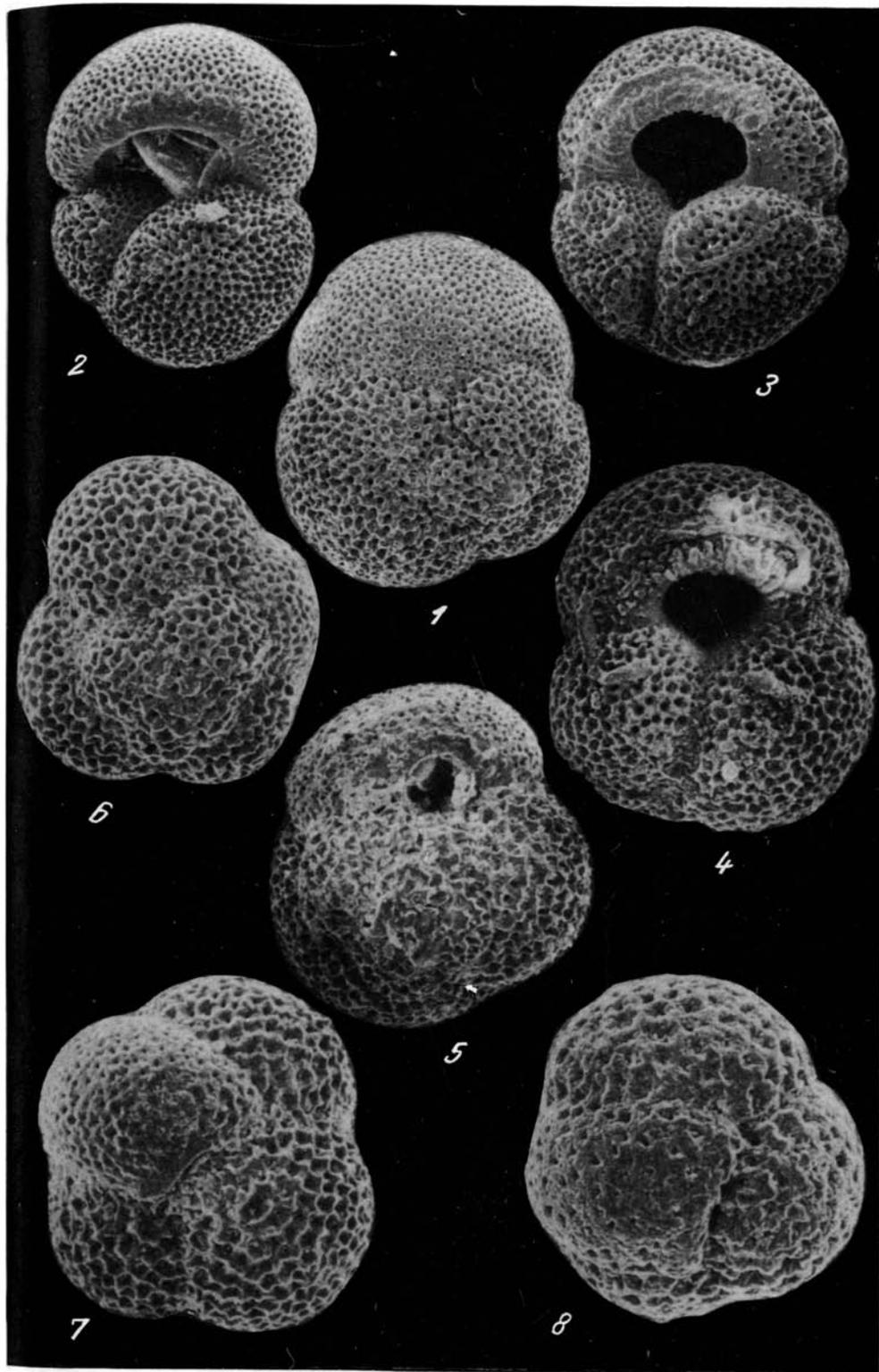


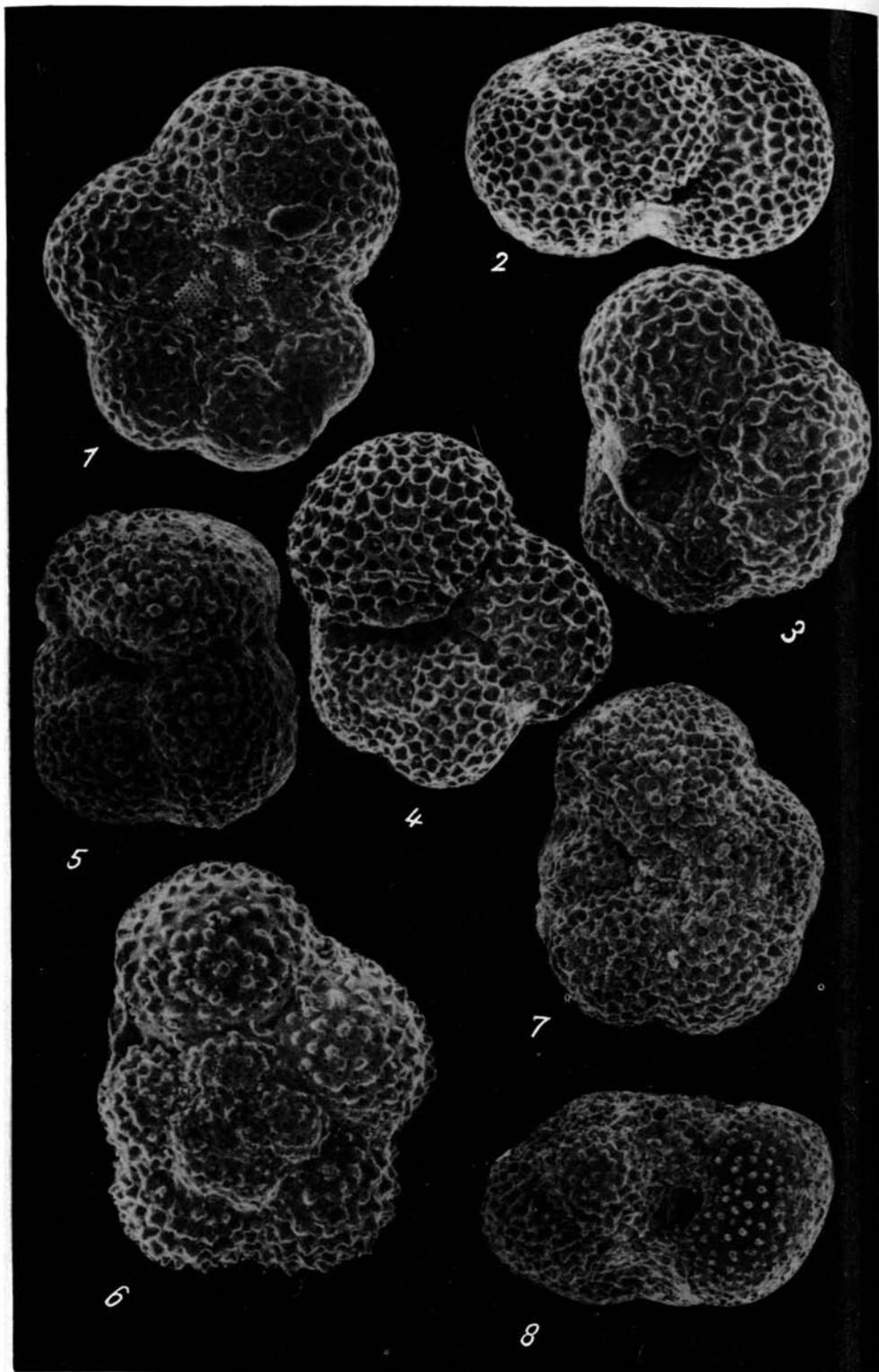


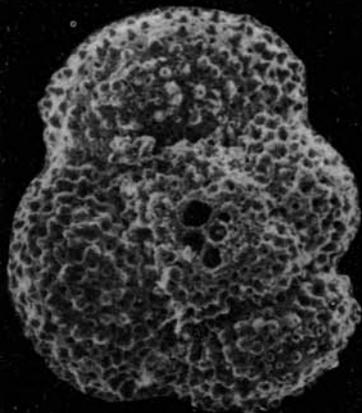




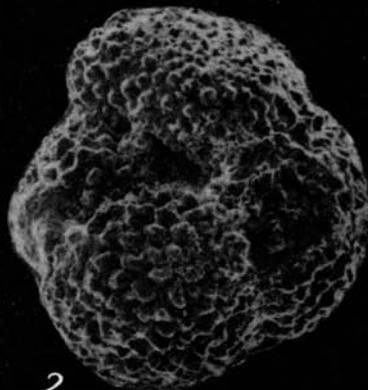




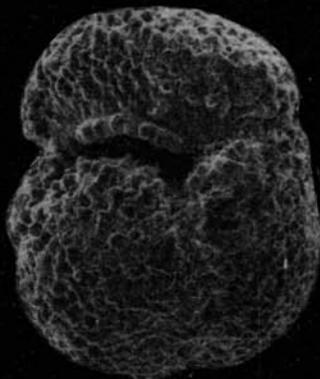




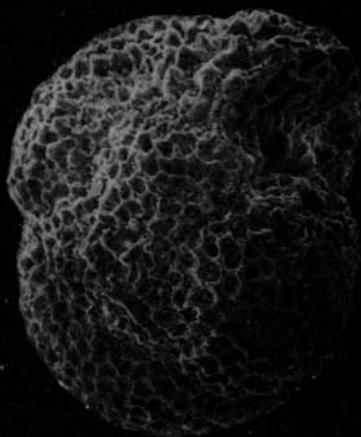
1



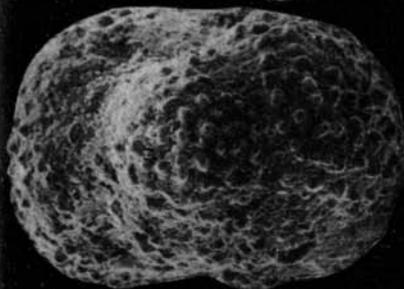
2



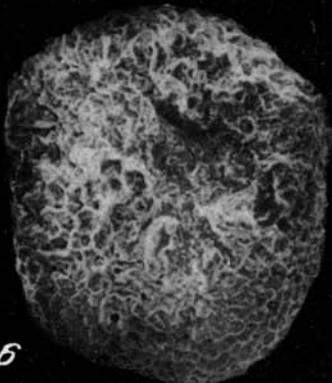
3



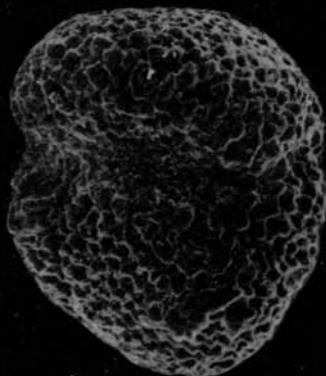
4



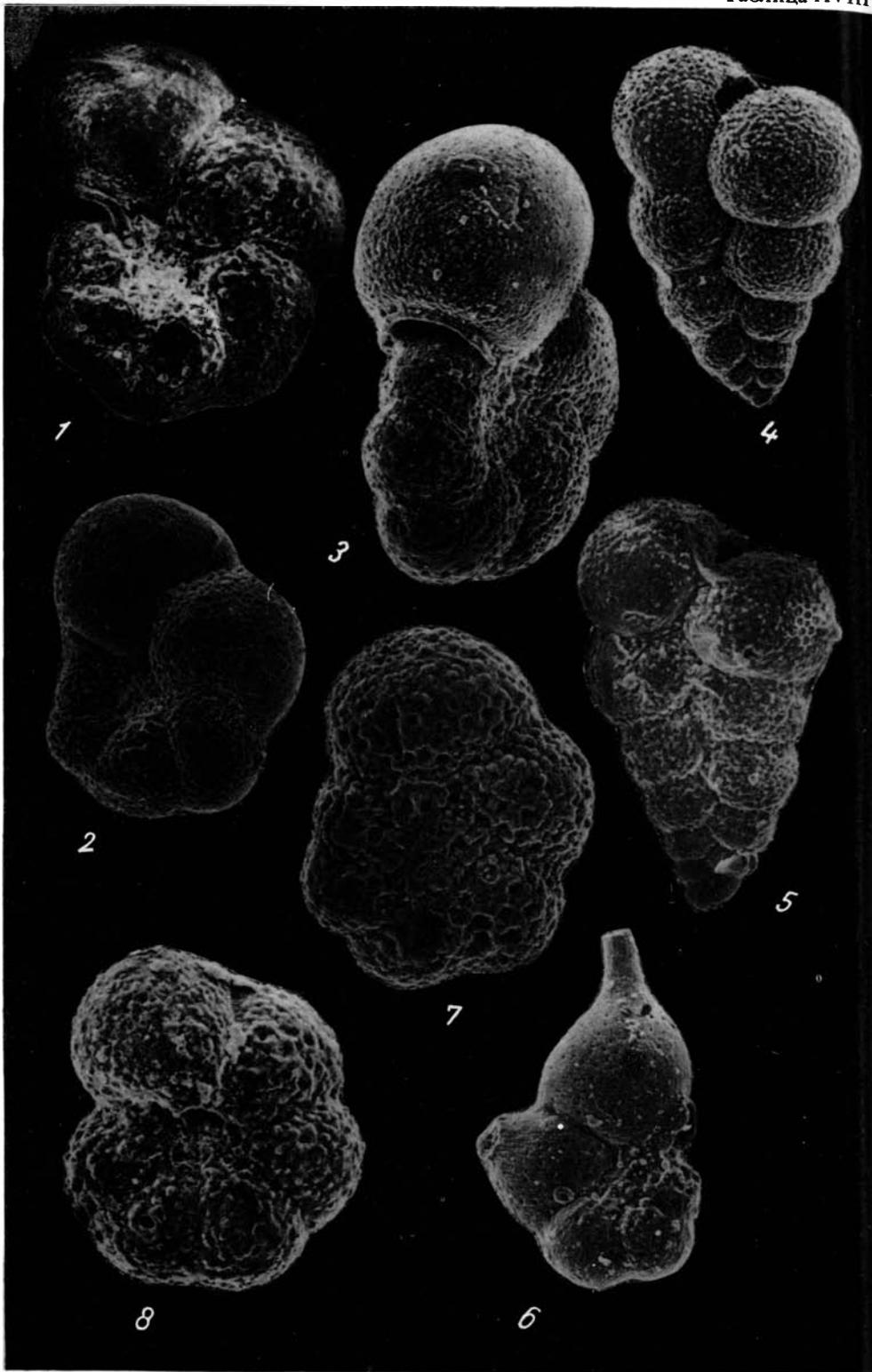
5

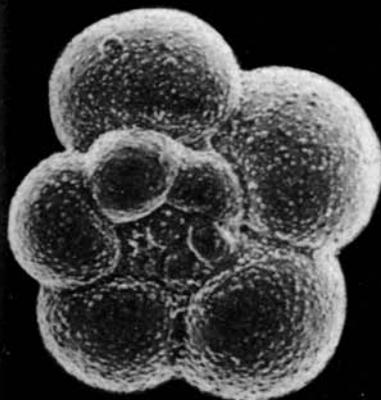


6

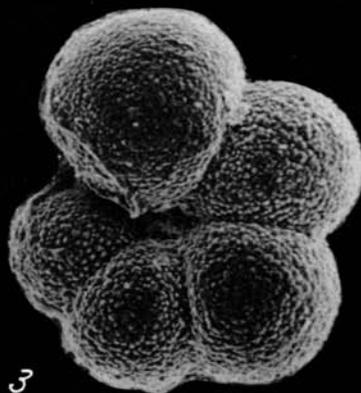


7

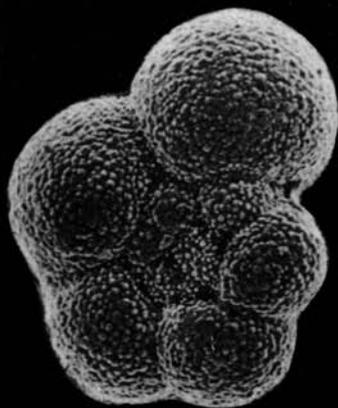




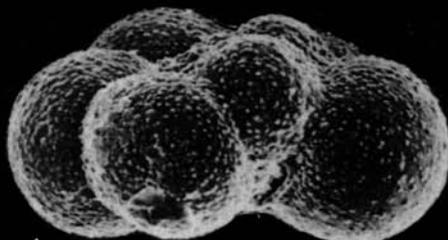
1



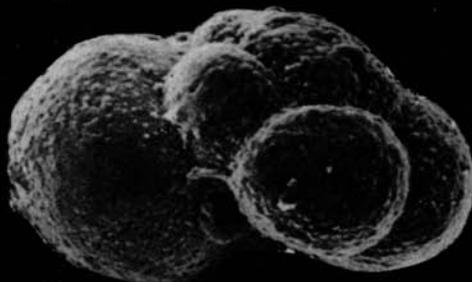
3



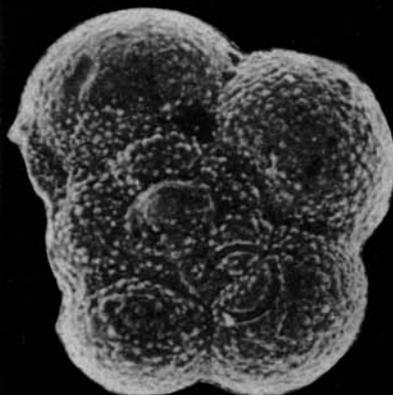
2



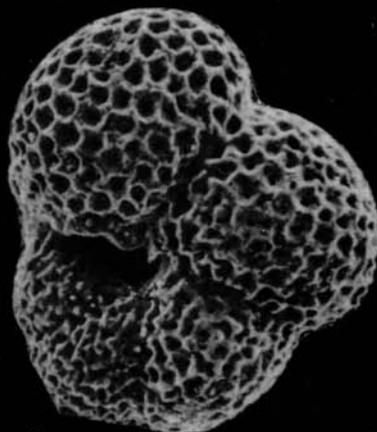
4



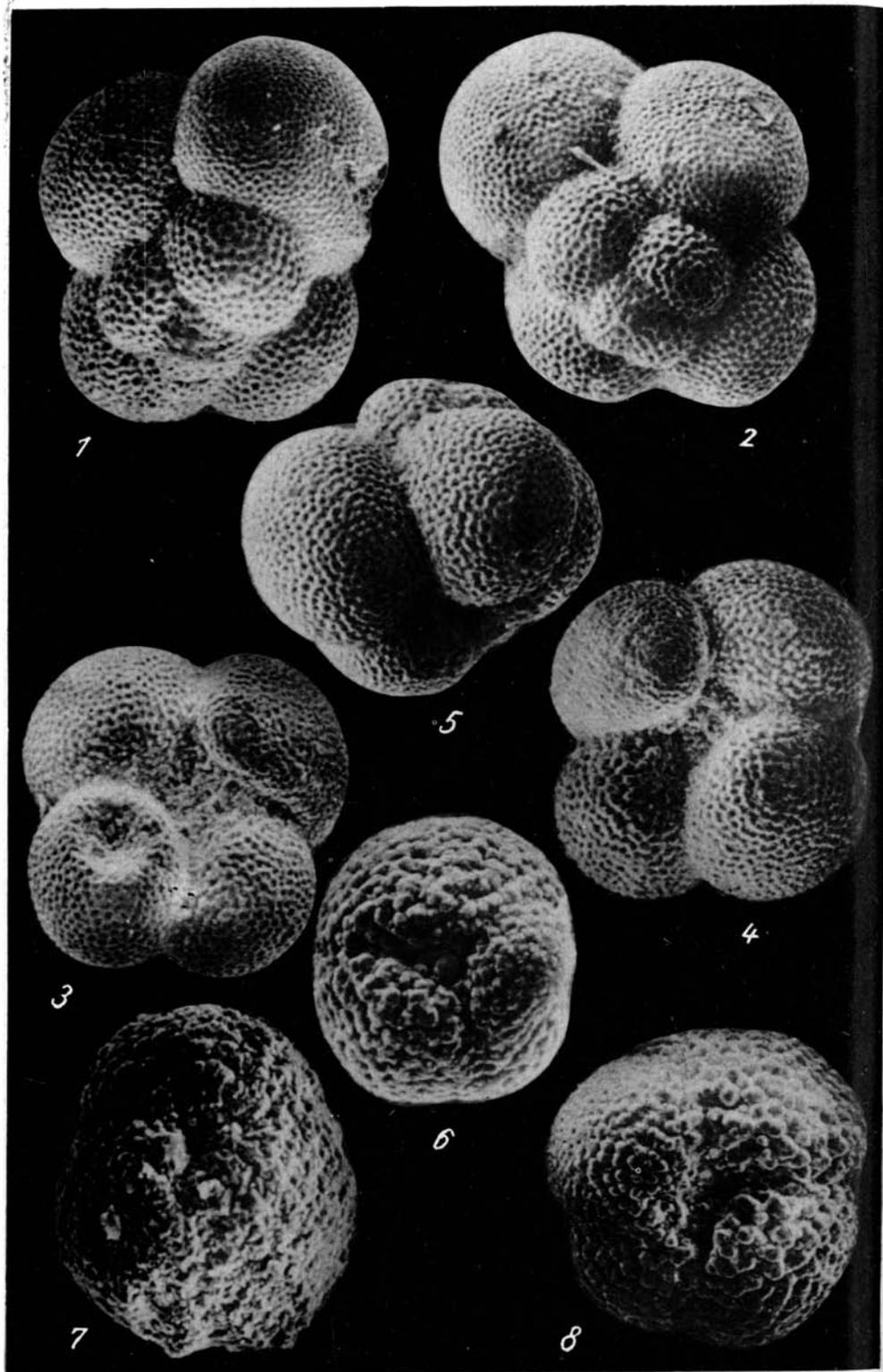
7

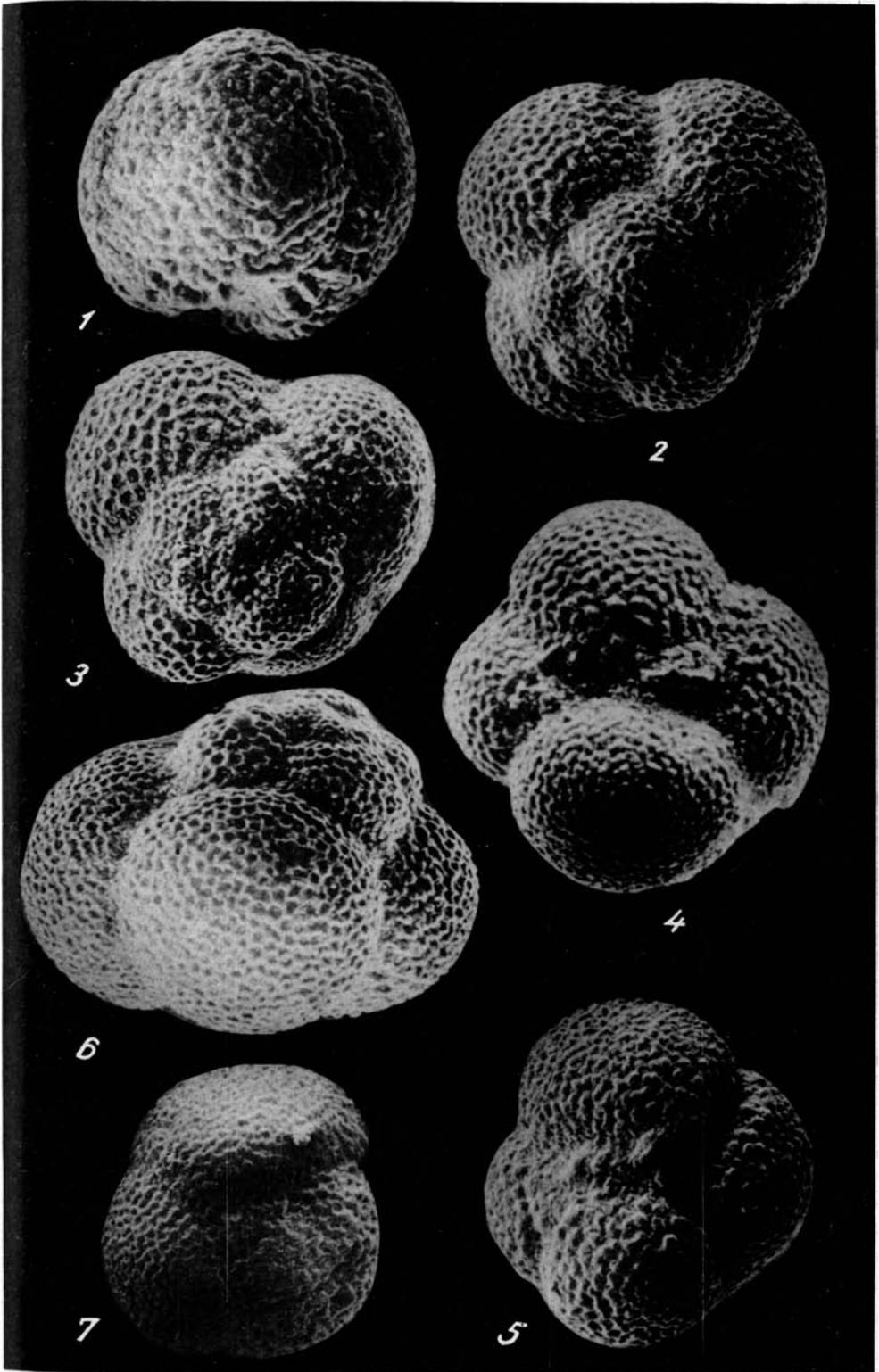


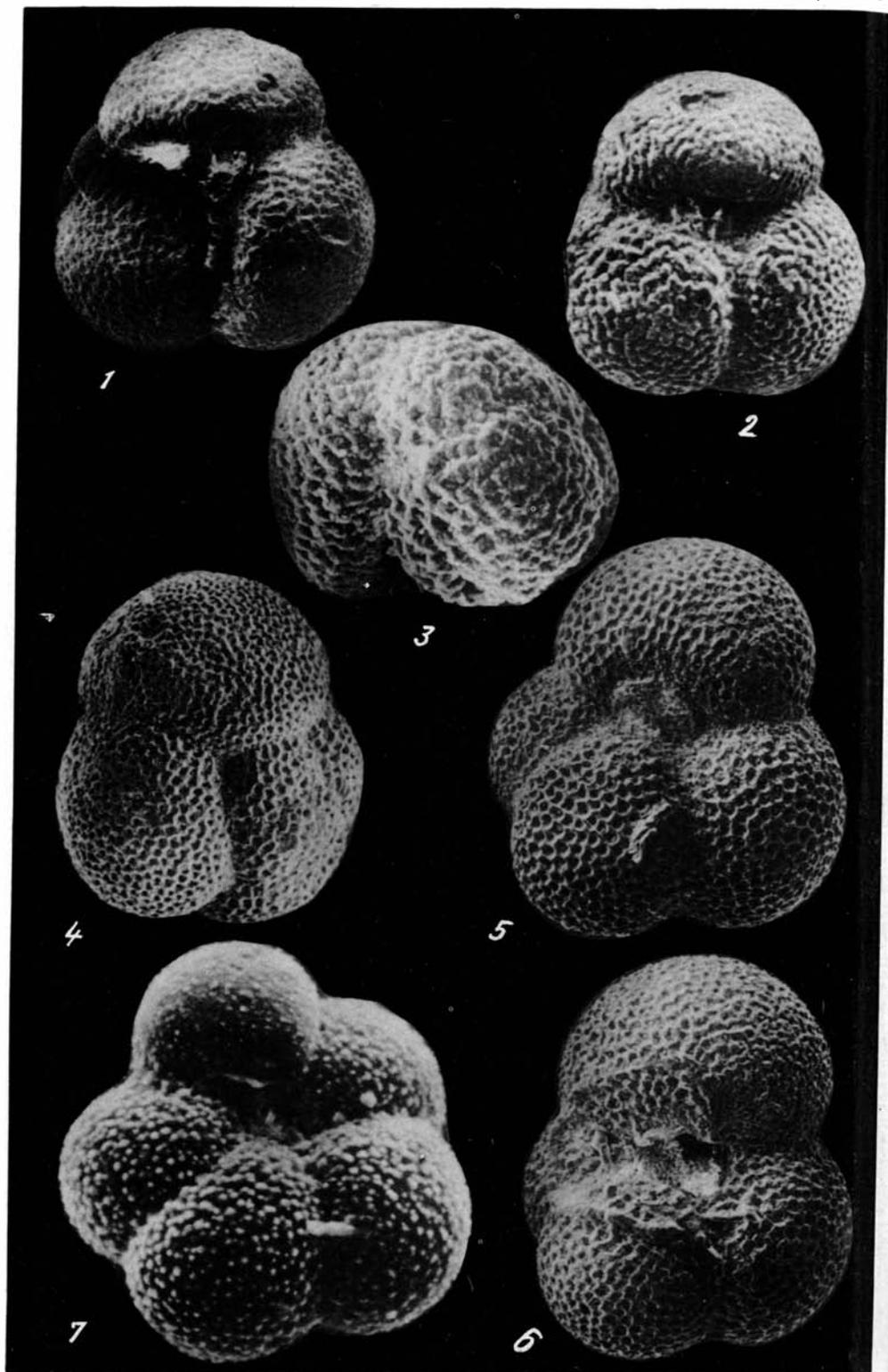
5

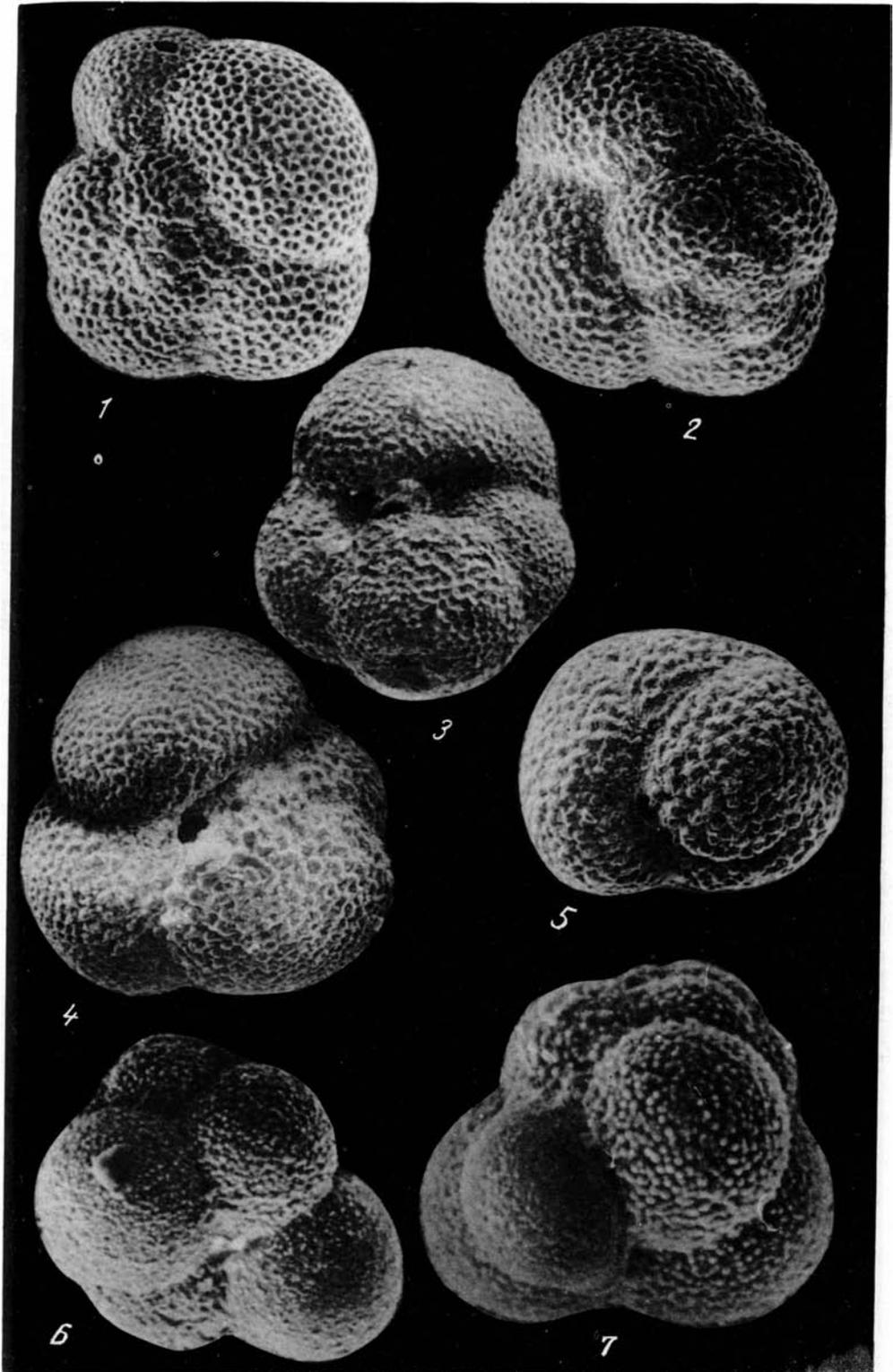


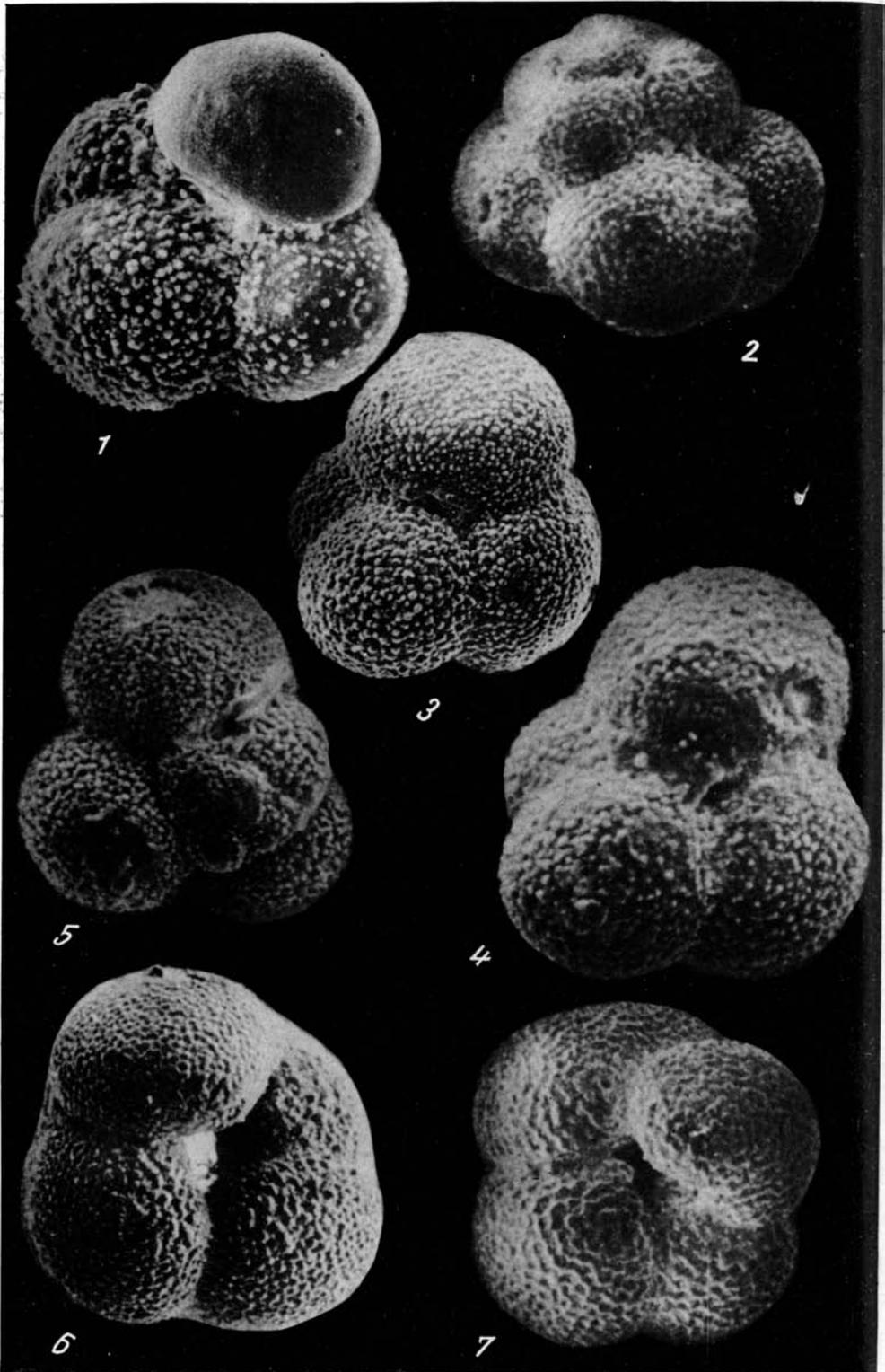
6







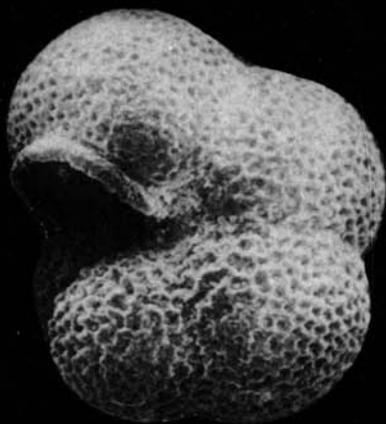






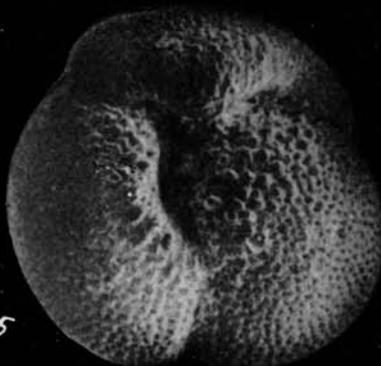
1

2

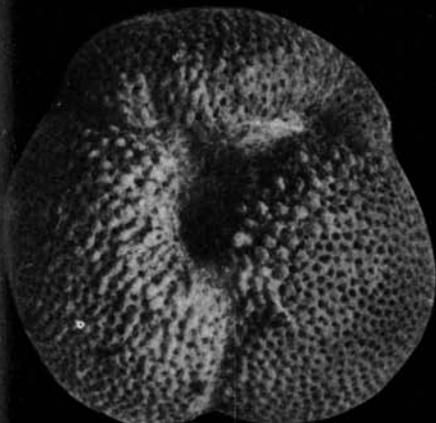


4

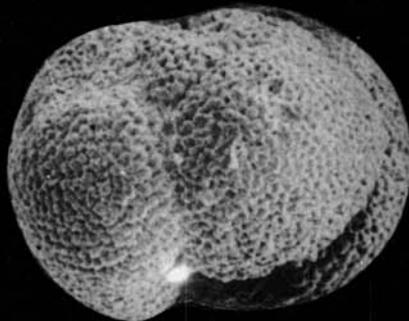
3



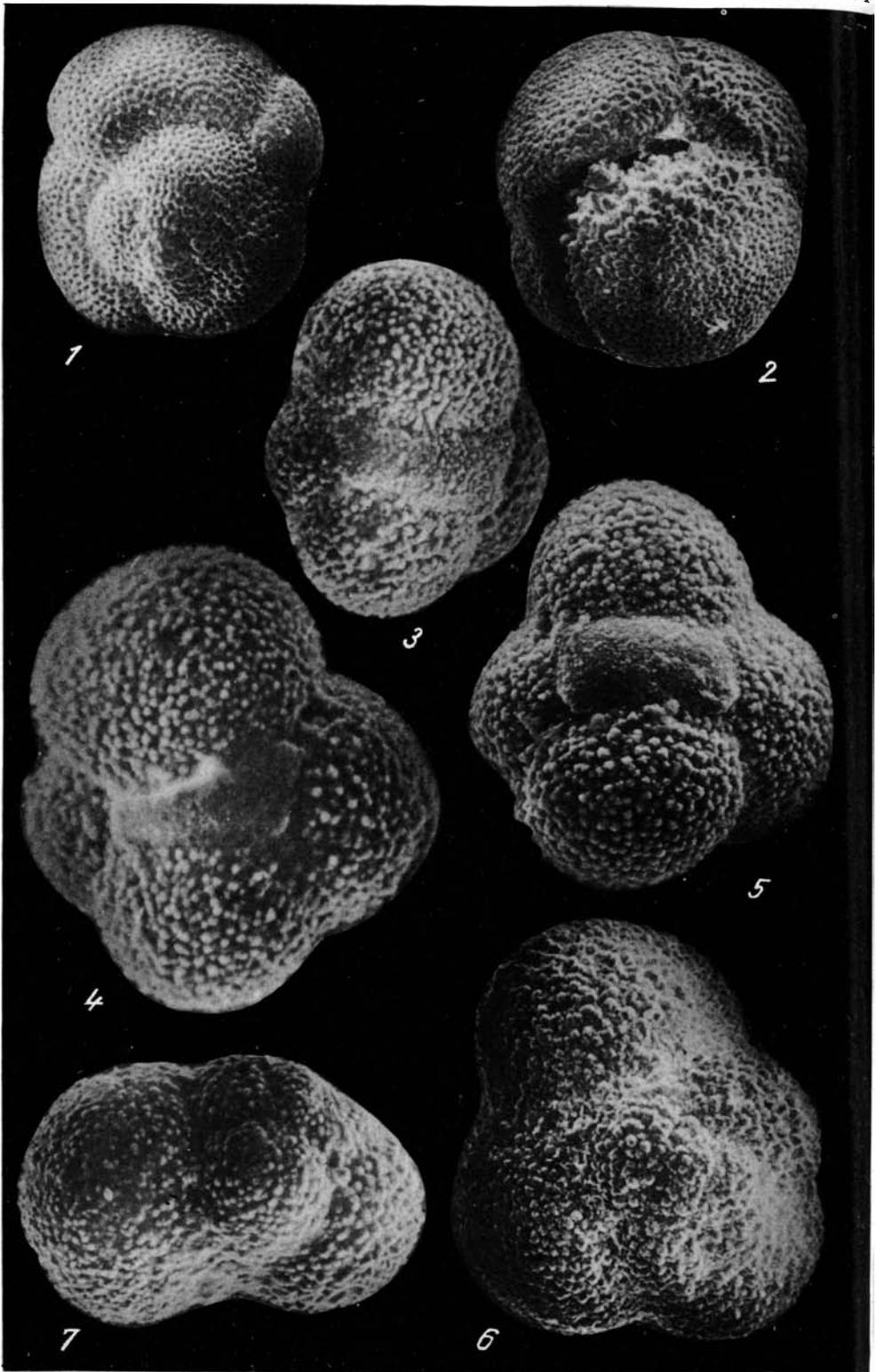
5

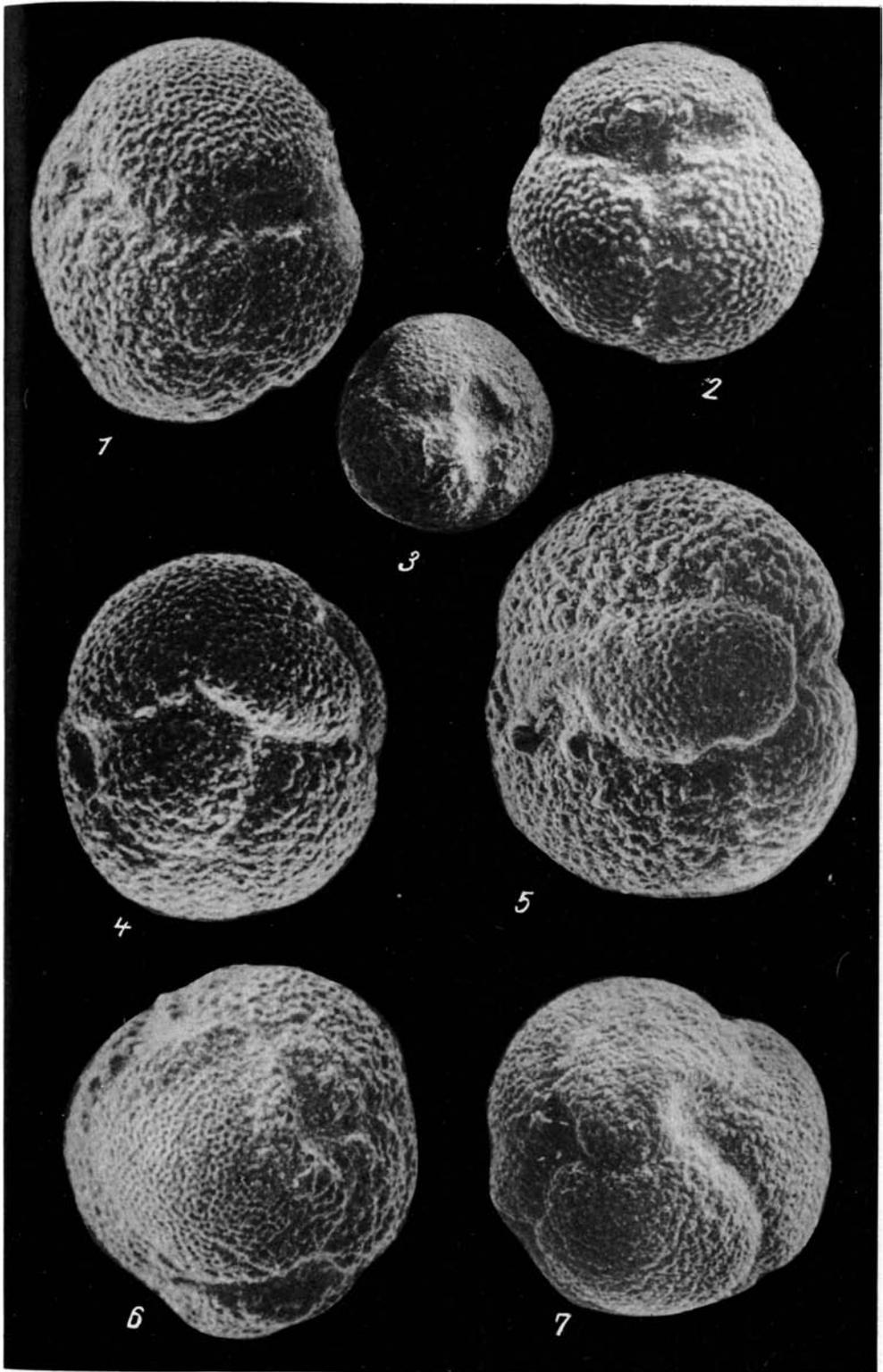


6



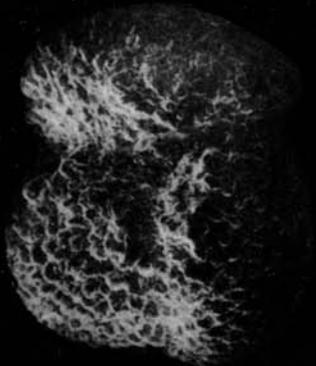
7



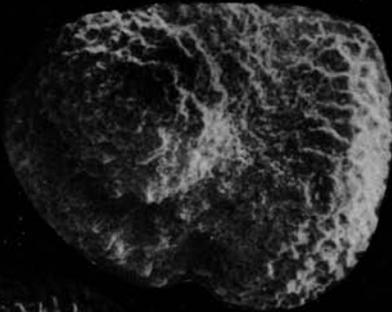




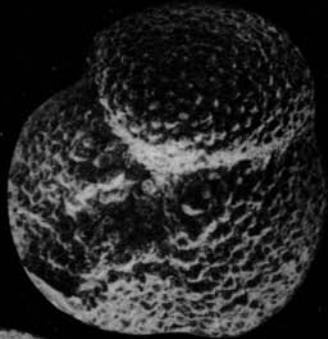
1



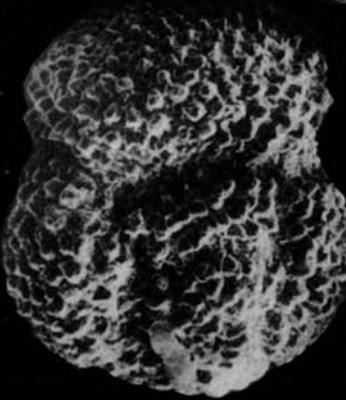
2



4



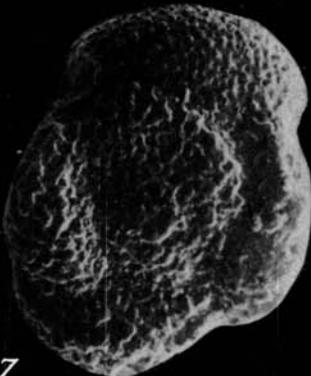
5



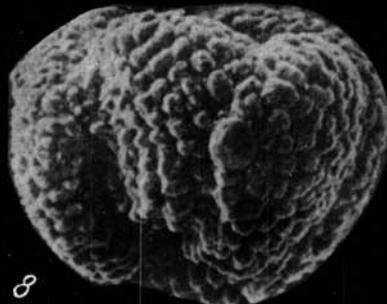
3



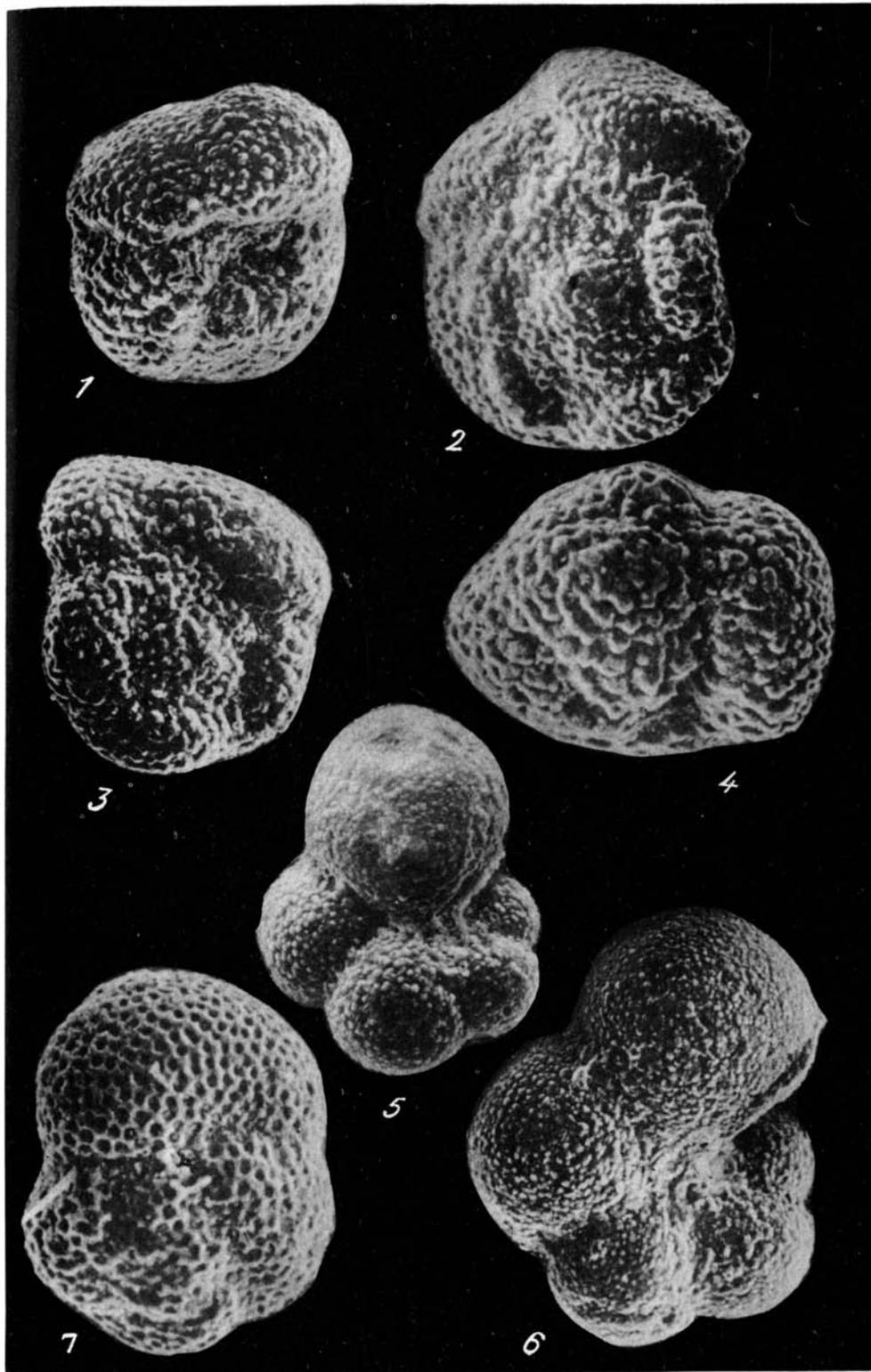
6

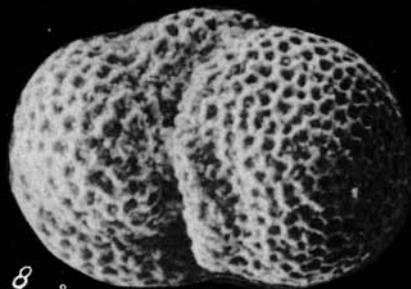
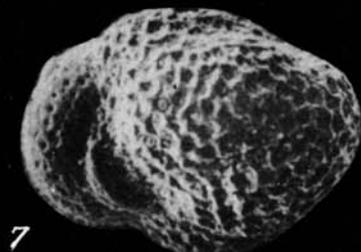
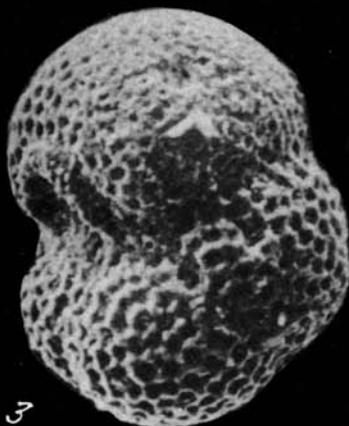
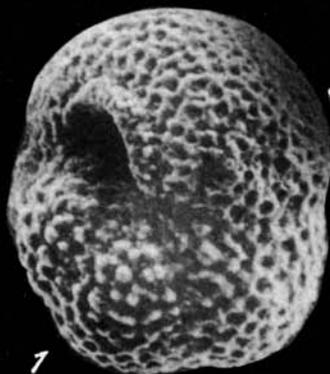


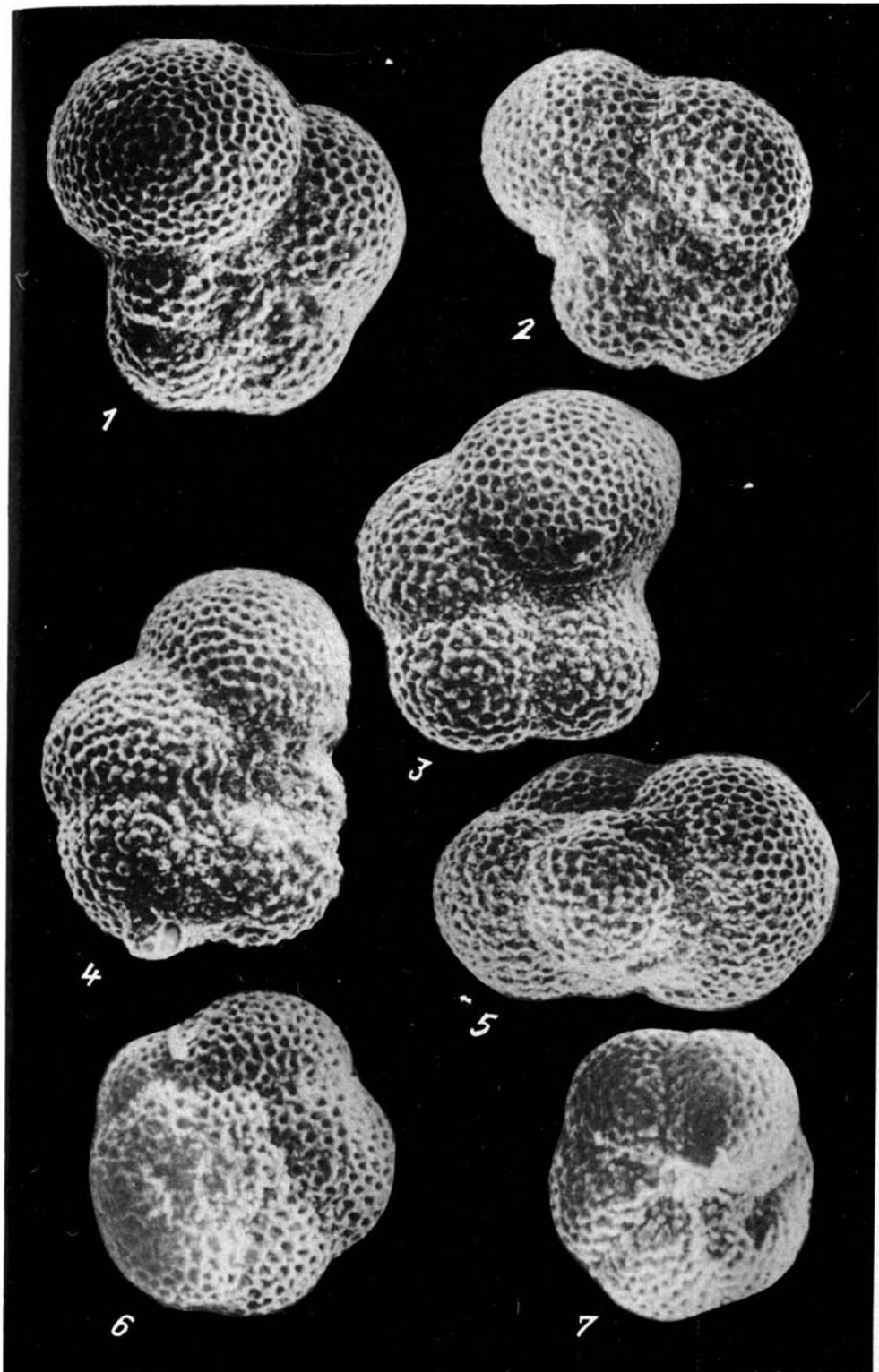
7

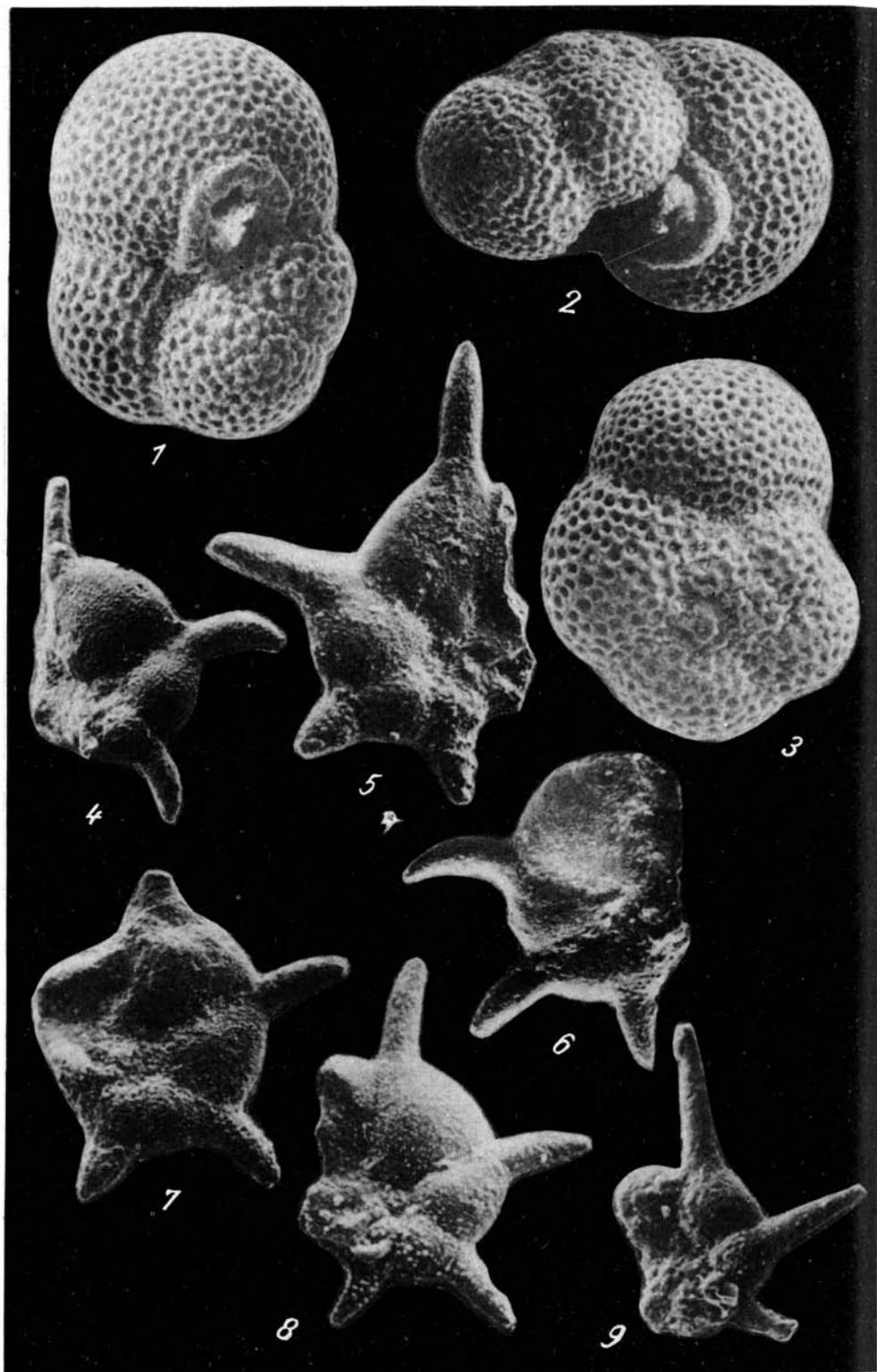


8









здесь проходит, вероятно, на широте около 55° ю. ш., так как к югу от нее, в скв. 278, миоцен представлен 200-метровой толщей диатомовых и радиоляриево-диатомовых илов с подчиненным количеством биогенного карбонатного материала [Kennett, Houtz et al., 1975]. Вблизи Антарктиды (моря Росса, Беллингаузена) в миоцене накапливались терригенные отложения гляциального происхождения, часто с большой примесью биогенного кремневого материала.

Таким образом, в миоцене окончательно сформировался непрерывный пояс биогенного кремненакопления, который сплошным кольцом опоясывал Антарктиду. Время возникновения этого полного пояса кремнистых осадков в высоких широтах южного полушария приходится, вероятно, на конец раннего миоцена, после становления зоны Антарктической конвергенции. Как уже говорилось, в некоторых районах (в частности, в Юго-Западной Атлантике и Австрало-Новозеландском регионе) биогенное кремненакопление началось гораздо раньше.

Северная граница распространения кремнистых осадков в разных частях Южного океана находилась на разных широтах в зависимости от особенностей циркуляции (в упомянутых выше районах она занимала наиболее северное положение) и не оставалась постоянной на протяжении миоцена, мигрируя к северу или возвращаясь к югу в ответ на пульсации в росте ледового щита и на климатические колебания. Наиболее значительное и быстрое смещение границы распространения биогенных кремнистых илов отмечено в позднем миоцене — начале раннего плиоцена, когда в южных частях Индийского и Тихого океанов она отодвинулась на 300 км в северном направлении. Это событие связано с перемещением к северу зоны Антарктической конвергенции и антарктических поверхностных вод в результате быстрого роста ледового покрова в Антарктиде и значительного расширения шельфового ледника в море Росса [Kennett, 1984].

Смена характера осадконакопления в Южном океане в миоценовое время выразилась не только в разрастании области биогенного кремненакопления, но и в последующем увеличении роли в осадках материала ледового разноса в приантарктических районах. Распространение его непосредственно связано с ростом ледового щита в Антарктиде (рис. 46). Наиболее древними (около 19 млн лет) миоценовыми отложениями в Южном океане, в которых встречается материал ледового разноса, являются терригенные осадки нижнего миоцена в море Росса (скв. 272, 274). Этот материал, достигавший гравийной и галечной размерности, поставлялся сюда в небольшом количестве с берегов Земли Мэри Бэрд (Западная Антарктида), которая в это время представляла собой, вероятно, архипелаг.

Увеличение гравийно-галечного материала в среднем миоцене (приблизительно на рубеже 14 млн лет) свидетельствует о начале роста ледового щита в западной части Антарктиды [Frakes, 1975; Savage, Ciesielski, 1983]. На это же указывают и находки обломков ледового разноса у рубежа нижнего—среднего миоцена в скв. 325 на абиссальной равнине Беллингаузена к западу от Антарктического полуострова [Hollister, Craddock et al., 1976]. В среднем миоцене материал ледового разноса достигает Австрало-Новозеландского региона (52—50° ю. ш.), где он отмечен в скв. 278 в возрастном интервале 10—13 млн лет [Kennett et al., 1975], а также района 63° ю. ш. в юго-восточной части Тихого океана (скв. 323) [Hollister, Craddock et al., 1976]. Приблизительно к этому же возрастному интервалу (12—13 млн лет) приурочена первая находка материала ледового разноса в скв. 267 (59° ю. ш.) на абиссальной равнине Кергелен [Hayes, Frakes et al., 1975; Ciesielski et al., 1982].

В высоких широтах Южной Атлантики материал ледового разноса песчаной и галечной размерности типичен для позднего миоцена (уровни около 8,7 и 7,6 млн лет назад в пределах банки Мориса Фюнга [Ciesielski et al., 1982] и около 8,7 млн лет назад в Аргентинской впадине, южной ее части [Ciesielski, Weaver, 1983]), т. е. по времени совпадает с усилением формирования ледового щита в Западной Антарктиде.

Миоцен — время обширной эвстатической трансгрессии на южных окончаниях материков. Следы этой трансгрессии, максимум которой приходится на начало миоцена и

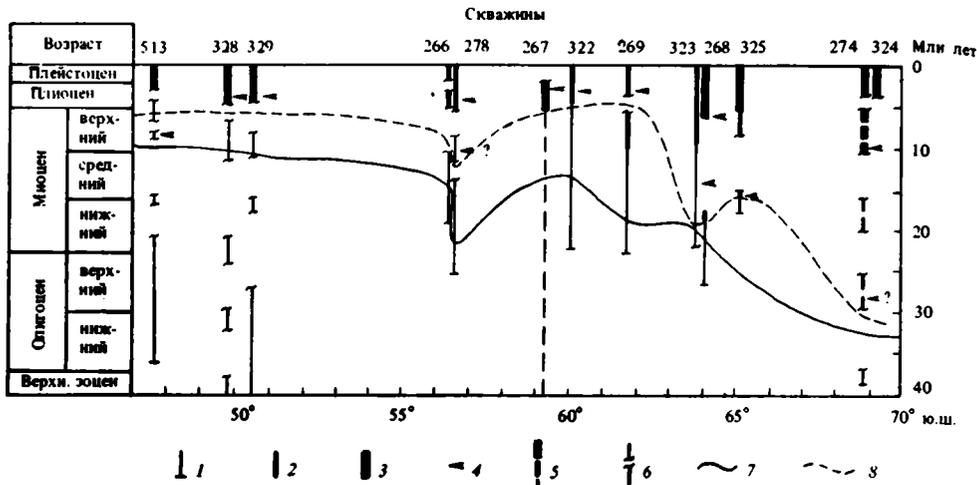


Рис. 46. Распространение материала ледового разноса и биогенных кремнистых осадков в позднем кайнозое в приантарктических скважинах [Ciesielski, Weaver, 1983]

1 — забой скважины; 2 — редкое присутствие материала ледового разноса песчаной размерности; 3 — обычное присутствие материала ледового разноса песчаной и галечной размерности; 4 — первые находки материала ледового разноса крупнообломочной размерности; 5 — возраст осадков определен условно; 6 — перерыв в разрезе; 7, 8 — линии, ограничивающие: 7 — наиболее древние биогенные кремнистые илы, 8 — осадки с материалов ледового разноса

рубеж раннего—среднего миоцена, обнаруживаются в юго-восточной части Африки и на Мадагаскаре, где в миоцене накапливались мелководные органогенные известняки [Sigal, 1974; Seisser, Dingle, 1981], вдоль южного побережья Австралии (калькариниты формаций Абракурри и Нулларбор в бассейне Юкла, органогенные карбонатные отложения группы Кэйп-Рендис и формации Триалла в бассейне Карнарвон, калькариниты формации Старк-Бей в бассейне Перт) и на севере о-ва Тасмания (песчаники Фосил-Блаф) [Quilty, 1972, 1974a, 1977, 1980].

В плиоцене и плейстоцене характер осадконакопления в Южном океане близок к современному и определяется дальнейшим усилением циркуляции, увеличением продуктивности кремневого планктона в поверхностных водах высоких широт и географическими миграциями зоны Антарктической конвергенции (Полярного фронта) в связи с климатическими флюктуациями и колебаниями в объеме льда в Антарктиде. Усиление циркуляции водных масс приводило к интенсификации эрозионных процессов во многих районах Южного океана.

Природа перерывов в осадконакоплении в плиоцене—плейстоцене, отвечающих периодом интенсификации придонной циркуляции, была в деталях изучена П. Цизильским с соавторами [Ciesielski et al., 1982; Ledbetter, Ciesielski, 1982; Ciesielski, Weaver, 1983] в высоких широтах Южной Атлантики, где с помощью бурения и грунтовых трубок было получено наибольшее количество данных. Здесь отмечено два крупных региональных стратиграфических несогласия. Первое из них приурочено к рубежу миоцена и плиоцена и имеет широкое распространение в пределах Фолклендского плато, моря Узделла, Атлантическо-Индийского срединного хребта, плато Агульяс, а также зафиксировано на плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и по отдельным скважинам в южной и северной частях Китового хребта. Этот перерыв отмечен на Мозамбикском хребте в Индийском океане, в море Росса и в Австрало-Новозеландском регионе в Тихом океане (рис. 47—48; см. рис. 40, 44). По времени несогласие совпадает и генетически непосредственно связано со значительным похолоданием в конце миоцена, которое привело к росту объема льда в Антарктиде и падению уровня океана [Shackleton, Kennett, 1975b].

Второй крупный перерыв регионального масштаба приурочен к границе плиоцена

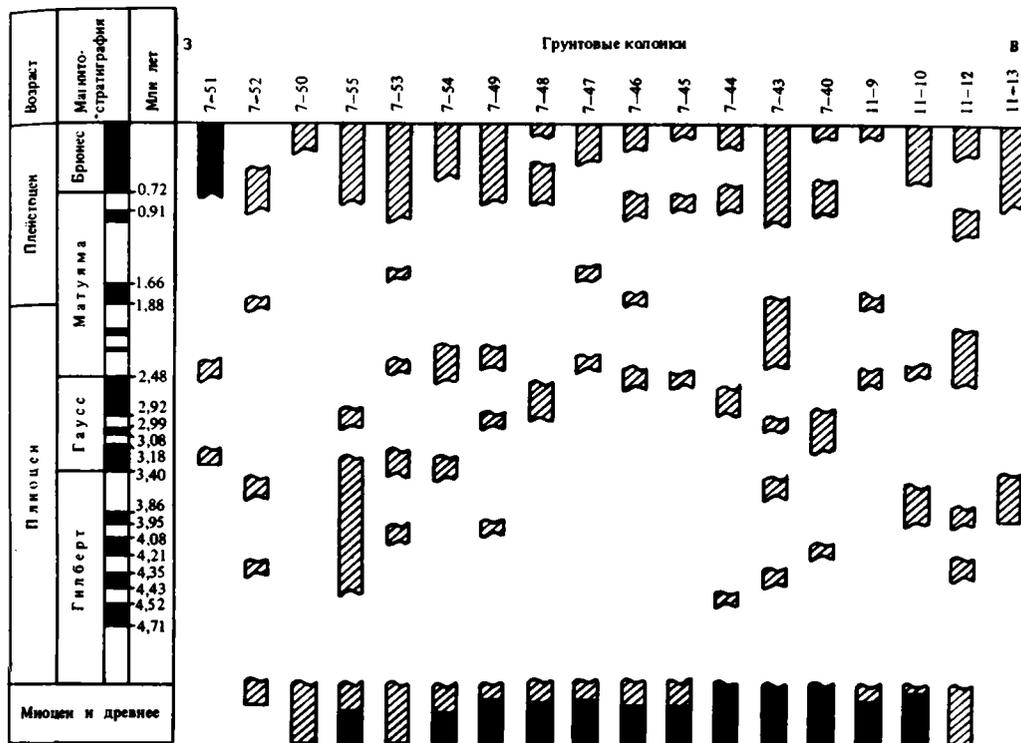


Рис. 47. Перерывы в осадконакоплении в плиоцен-четвертичных отложениях банки Мориса Юнга по данным грунтовых трубок [Ciesielski et al., 1982]
Условные обозначения см. на рис. 40

и плейстоцена и отмечен приблизительно в тех же районах, что и миоцен-плиоценовое несогласие. Кроме этих двух крупных перерывов, в разрезах плиоцен-плейстоценовых осадков присутствуют также и несогласия более низкого порядка, которые проявляются в отдельных районах и отражают менее масштабные изменения в климате и интенсивности придонной циркуляции.

Осадконакопление в Южном океане в плиоцен-плейстоценовое время в целом наследует миоценовые черты. В более низких широтах Атлантического, Индийского океанов и в юго-западной части Тихого практически повсеместно накапливались биогенные карбонатные илы. На северном окончании Китового хребта значительную роль в осадконакоплении играют кремневые организмы, свидетельствуя о дальнейшей интенсификации процессов апвеллинга у юго-западного побережья Африки. Глубоководная Мозамбикская впадина в юго-западной части Индийского океана в течение плиоцена — плейстоцена заполнялась терригенными и гемипелагическими осадками с незначительной примесью биогенного карбонатного материала.

В высоких широтах Южного океана преобладающими типами осадконакопления являются терригенный и биогенный кремнистый, а также смешанный терригенно-биогенный. Кремнистые илы распространены на Фолклендском плато и в Аргентинской впадине в Южной Атлантике, на юго-восточной ветви Срединно-Индоеокеанского хребта и во впадине Эмеральд в Австрало-Новозеландском регионе. С приближением к Антарктиде происходит замещение кремнистых илов терригенными или смешанными терригенно-биогенными осадками. Они характеризуются меньшим по сравнению с миоценовым количеством остатков кремневого микропланктона за счет разбавления их материалом ледового разноса, поставки которого в плиоцен-плейстоценовое время значительно возросли. Мощные толщи терригенных и смешанных терригенно-биоген-

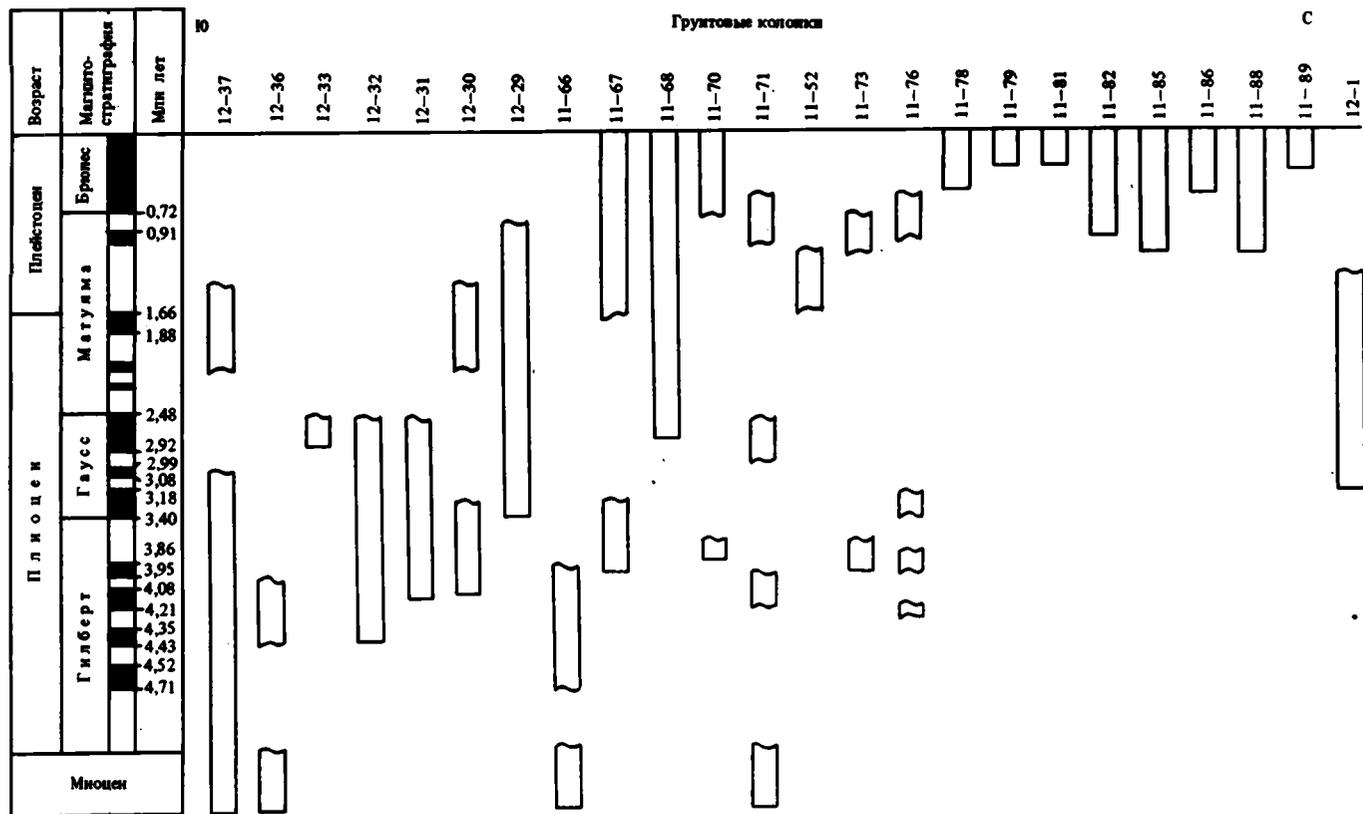


Рис. 48. Перерывы в осадконакоплении в плиоцен-четвертичных отложениях на профиле между южным окончанием Африки и Землей Королевы Мод в Антарктиде по данным грунтовых трубок [Ledbetter, Ciesielski, 1982]

ных отложений плиоцен-четвертичного возраста распространены на континентальном склоне Антарктиды, в пределах абиссальной равнины Кергелен, в море Росса и на абиссальной равнине Беллинсгаузена.

Морские плиоцен-четвертичные осадки на суше в высоких и умеренных широтах южного полушария известны лишь в отдельных районах, где они занимают ограниченные площади. Они установлены на юге Австралии — калькарениты Рое плейстоценового возраста в бассейне Юкла, кварцевые пески с горизонтами ракушняков формации Кумандук в бассейне Отвей. На о-ве Короля Георга и Южно-Шетландских островах развиты ледниково-морские отложения формации Полонез-Коув плиоценового возраста. Эти отложения отражают кратковременные эвстатические подъемы уровня океана в плиоцен-четвертичное время на фоне общей регрессии.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Нами изучены морфологические особенности и стратиграфическое распространение планктонных фораминифер в кайнозойских отложениях трех районов, расположенных на разных широтах и различающихся по своим океанологическим особенностям: Фолклендского плато и Аргентинской впадины (скв. 511, 512, 513), Капской впадины (скв. 360), плато Кэмпбелл (скв. 277). В связи с ограниченным объемом этой работы мы приводим здесь изображения фораминифер только из отложений палеогена, которые содержат их наиболее представительные комплексы с указанием стратиграфического распространения видов в рамках данного интервала. По этой же причине мы ограничиваемся географически высокоширотным (Фолклендское плато и Аргентинская впадина) и низкоширотным (Капская впадина) районами. Выбор первого из них обусловлен тем, что здесь вскрыт достаточно полный высокоширотный разрез палеогена со своеобразной холодноводной ассоциацией планктонных фораминифер совместно с различными кремневыми микроорганизмами. Планктонные фораминиферы в палеогеновых отложениях Капской впадины имеют наиболее тепловодный характер по сравнению с двумя остальными районами. По своему видовому составу они близки одновозрастной ассоциации фораминифер из Крымско-Кавказской области и могут служить средством сопоставления как с тропической—субтропической, так и с высокоширотной областями.

Планктонные фораминиферы из палеогеновых отложений высоких широт Южной Атлантики отличаются не только обедненным составом и отсутствием многих тепловодных видов, но и морфологическими особенностями. Поэтому их некоторые представители, видовая принадлежность которых неясна, здесь либо не рассматриваются, либо даны с открытой номенклатурой. Их изучение, как и детальное описание палеогеновых фораминифер Южного океана, — дело будущего.

Ниже приведены список и изображения наиболее характерных видов планктонных фораминифер по районам: Фолклендское плато и Аргентинская впадина (табл. I—XIX), Капская впадина (табл. XX—XXXII).

Chilouembelina wilcoxensis (Cushman and Ponton), 1932; табл. I, 1, 2; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Chilouembelina midwayensis (Cushman), 1940; табл. I, 3, 5; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Chilouembelina morsei (Kline), 1943; табл. I, 6, 7; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Chilouembelina crinita (Glaessner), 1937; табл. I, 8, 9; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Chiloguembelina cubensis (Palmer), 1934; табл. XVIII, 4, 5; средний эоцен (скв. 512), верхний эоцен (скв. 511), нижний олигоцен (скв. 511, 513) Фолклендского плато и Аргентинской впадины.

Globigerina varianta Subbotina, 1953; табл. III, 1-4; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina trivialis Subbotina, 1953; табл. III, 5-7; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina trilocolinoides Plummer, 1927; табл. II, 1-3; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina quadritrilocolinoides Khalilov, 1956; табл. II, 6, 7; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina aff. pileata Khalilov; табл. II, 8, 9; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina aff. achtschacujmensis Khalilov; табл. IV, 1-3; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina velascoensis Cushman, 1925; табл. II, 4, 5; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerina boweri Bolli, 1957; табл. VIII, 1-6; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512) и Капской впадины (скв. 360).

Globigerina eosaena Gumbel, 1868; табл. XX, 1-5; средний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina frontosa Subbotina, 1953; табл. IX, 1-4; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Globigerina senni (Beckmann), 1953; табл. XX, 6-8; табл. XXI, 1; средний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina angiporoides angiporoides Hornibrook, 1965; табл. X, 4-6; нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Аргентинской котловины (скв. 513).

Globigerina angiporoides minima Jenkins, 1966; табл. VIII, 7-9; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Globigerina pseudoeosaena Subbotina, 1953; табл. X, 1-3; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512) и Капской впадины (скв. 360).

Globigerina linaperta Finlay, 1939; табл. IX, 5-8; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Globigerina aff. linaperta Finlay; табл. XI, 1-3; верхний эоцен-нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и олигоцен Аргентинской котловины (скв. 513).

Globigerina pseudovenezuelana Blow and Banner, 1962; табл. XXI, 7; табл. XXII, 1-3; нижний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina corpulenta Subbotina, 1953; табл. XXI, 2-6; верхний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina tripartita Koch, 1926; табл. X, 7, 8; верхний эоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Капской впадины (скв. 360).

Globigerina galavisi Bermudez, 1961; табл. XI, 4, 5; верхний эоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Капской впадины (скв. 360). Нижний олигоцен Аргентинской впадины (скв. 513).

Globigerina praebulloides Blow, 1959; табл. XI, 6-8; олигоцен Фолклендского плато (скв. 329, 511) и Аргентинской котловины (скв. 513). Верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina prasaeris Blow, 1969; табл. XII, 1-3; нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Аргентинской впадины (скв. 513). Средняя часть олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globigerina officinalis Subbotina, 1953; табл. XII, 4-6; нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511).

Globigerina ampliapertura Bolli, 1957; табл. XXII, 4-6; нижний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina ciproensis Bolli, 1957; табл. XXII, 7; табл. XXIII, 1; верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina ouachitaensis Howe and Wallace, 1932; табл. XIII, 7, 8; нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Аргентинской котловины (скв. 513).

Globigerina labiacrassata Jenkins, 1966; табл. XII, 7, 8; табл. XIII, 1, 2; нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и верхний олигоцен Аргентинской котловины (скв. 513).

Globigerina senilis Bandy, 1949; табл. XIII, 3–6; нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Аргентинской котловины (скв. 513). Верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina euarertura Jenkins, 1961; табл. XXIII, 2–5; верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerina bradyi Wiesner, 1901–1903; табл. XXIII, 6, 7; табл. XXIV, 1, 2; кровля олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globigerina juvenilis Bolli, 1957; табл. XXIV, 3–5; кровля олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globigerina venezuelana Hedberg, 1937; табл. XXIV, 6, 7; табл. XXV, 1, 2; табл. XXVI, 1, 2; кровля олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globigerina semivera Hornibrook, 1961; табл. XXV, 3; верхняя часть олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globoquadrina praedehiscens Blow and Banner, 1962; табл. XXV, 4–7; кровля олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Pseudogloboquadrina primitiva (Finlay), 1947; табл. XVII, 4–7; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512) и Капской впадины (скв. 360).

Pseudogloboquadrina ex gr. primitiva (Finlay); табл. V, 6–8; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globigerinita pera (Todd), 1957; табл. XIV, 1, 2; верхний эоцен Фолклендского плато (скв. 511).

Globigerinita martini Blow and Banner, 1962; табл. XIV, 3–6; верхний эоцен – нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511), нижний олигоцен Аргентинской котловины (скв. 513).

Globigerinita unicava (Bolli, Loeblich and Tappan), 1957; табл. XIV, 7, 8; средний эоцен (скв. 512) и нижний олигоцен (скв. 511) Фолклендского плато, нижний олигоцен Аргентинской котловины (скв. 513) и олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerinita stainforthi (Bolli, Loeblich and Tappan), 1957; табл. XXVI, 3–7; кровля олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globigerapsis index (Finlay), 1939; табл. XV, 1–4; средний эоцен (скв. 512) и верхний эоцен (скв. 511) Фолклендского плато и средний–верхний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerapsis tropicalis Blow and Banner, 1962; табл. XXVII, 1–3; верхний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Globigerapsis aff. tropicalis Blow and Banner; табл. XV, 5; верхний эоцен Фолклендского плато (скв. 511).

Globigerinatheka barri Bronnimann, 1952; табл. XXVII, 4–7; верхний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Acarinina acarinata Subbotina, 1953; табл. IV, 4–6; верхний палеоцен – нижний эоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Acarinina intermedia Subbotina, 1953; табл. VI, 1, 3; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Acarinina subintermedia Khalilov, 1956; табл. VI, 4–7; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Acarinina mckannai (White), 1928; табл. IV, 7, 8; верхний палеоцен – нижний эоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Acarinina soldadoensis (Bronnimann), 1952; табл. V, 1–3; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Acarinina aff. soldadoensis (Bronnimann); табл. V, 4, 5; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Acarinina triplex Subbotina, 1953; табл. XXVIII, 1–4; средний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Acarinina rotundimarginata Subbotina, 1953; табл. XXIX, 1–4; средний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Acarinina pseudotopilensis Subbotina, 1953; табл. XVI, 5; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Acarinina bullbrooki (Bolli), 1957; табл. XVII, 1–3; табл. XXVIII, 5–8; нижняя часть среднего эоцена Фолклендского плато (скв. 512) и Капской впадины (скв. 360).

Acarinina sp.; табл. XVI, 6–8; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Globorotalia imitata Subbotina, 1953; табл. VII, 1–3; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globorotalia aequa Cushman and Renz, 1942; табл. VI, 8; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globorotalia aff. pseudomenardii Bolli; табл. VII, 7–9; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globorotalia perclara Loeblich and Tappan, 1957; табл. VII, 4–6; верхний палеоцен Фолклендского плато (скв. 329).

Globorotalia collactea Finlay, 1939; табл. XVIII, 7, 8; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Globorotalia gemma Jenkins, 1966; табл. XIX, 1–4; верхний эоцен – олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и олигоцен Аргентинской котловины (скв. 513) и верхний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Globorotalia munda Jenkins, 1966; табл. XIX, 5–7; кровля эоцена – нижний олигоцен Фолклендского плато (скв. 511) и Аргентинской котловины (скв. 513).

Globorotalia permicra Blow and Banner, 1962; табл. XXIX, 5, 6; нижний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globorotalia nana Bolli, 1957; табл. XXX, 4–8; олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globorotalia opima Bolli, 1957; табл. XXXI, 1–5; верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globorotalia kugleri Bolli, 1957; табл. XXXI, 6, 7; кровля олигоцена Капской впадины (скв. 360).

Globorotalia pseudocontinosa Jenkins, 1967; табл. XXXII, 1–3; верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globorotalia sp.; табл. XXIX, 7; табл. XXX, 1–3; верхний олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Globorotaloides turgidus (Finlay), 1939; табл. XV, 6–8; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Globorotaloides suteri Bolli, 1957; табл. XVI, 1–4; средний эоцен (скв. 512) и верхний эоцен – олигоцен (скв. 511) Фолклендского плато, олигоцен Аргентинской котловины (скв. 513); верхний эоцен – олигоцен Капской впадины (скв. 360).

Hantkenina alabamensis Cushman, 1925; табл. XXXII, 4–8; средний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Hantkenina longispina Cushman, 1924; табл. XXXII, 9; средний эоцен Капской впадины (скв. 360).

Hantkenina sp.; табл. XVIII, 6; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512).

Pseudohastigerina micra (Cole), 1927; табл. XVIII, 1–3; средний эоцен Фолклендского плато (скв. 512) и Капской впадины (скв. 360).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая данную работу, необходимо кратко сформулировать те региональные и глобальные проблемы, к решению которых вплотную подошли исследователи, занимающиеся вопросами кайнозойской стратиграфии и геологической истории высокоширотной части южного полушария.

Речь идет в первую очередь о проблеме создания надежных глобальных или субглобальных стратиграфических шкал по разным группам планктонных организмов (в сочетании с палеомагнитным методом), которые могли бы служить основой для детального расчленения и корреляции разнофациальных отложений и восстановления геологической эволюции этого региона в кайнозое.

Проведенные исследования показали, что известковые планктонные организмы — надежное средство зонального расчленения и корреляции кайнозойских отложений в пределах тропической—субтропической области — при переходе в более высокие широты постепенно теряют разрешающую способность. По этой причине применение зональных стратиграфических шкал, построенных по планктонным фораминиферам и карбонатному наннопланктону для тропической—субтропической области, в Южном океане ограничено его наиболее низкоширотной частью. Южнее, например в Капской впадине, для расчленения палеогеновых отложений применима крымско-кавказская схема. Еще далее к югу, в Австрало-Новозеландском регионе, их расчленение возможно только на основе новозеландской биостратиграфической шкалы. Она отличается меньшей детальностью по сравнению с тропической—субтропической схемой, но позволяет проводить уверенную корреляцию высокоширотных разрезов. Наконец, в районе Фолклендского плато ни одна из этих шкал неприменима, хотя и здесь планктонные фораминиферы достаточно разнообразны, по крайней мере в палеогеновых отложениях.

Разрешающая способность известкового планктона в Южном океане уменьшается не только по латерали при движении из низких широт в высокие, но и по вертикали, т. е. вверх по разрезу, в ответ на прогрессирующее похолодание в южном полушарии и формирование покровного оледенения в Антарктиде.

Аналогичным образом происходит замещение карбонатного планктона кремневым и возрастание стратиграфической роли и разрешающей способности последнего. Разработанные в последние годы стратиграфические шкалы по различным группам микроорганизмов с кремневым скелетом позволяют проводить детальное расчленение кайнозойских отложений высоких широт южного полушария. Однако корреляция этих схем между собой и с зональными шкалами по известковому планктону еще далека от совершенства.

С проблемой корреляции шкал по известковому и кремневому планктону в южном полушарии смыкается проблема датировки и синхронизации различных геологических (тектонических, седиментационных, эрозийных), палеоокеанологических и палеоклиматических событий, имевших место в этом регионе на протяжении кайнозоя.

В настоящее время совершенно очевидна тесная взаимосвязь истории геологическо-

го развития и осадконакопления в южном полушарии с теми тектоническими процессами, которые привели к реорганизации структуры дна Южного океана и к климатической изоляции Антарктического материка. Формирование Циркумантарктического течения после установления свободного водообмена в высоких широтах между Атлантическим, Индийским и Тихим океанами и образование мощного покровного оледенения в Антарктиде в корне изменили картину осадконакопления и обусловили появление асимметрии в биполярном расположении широтных климатических поясов по отношению к географическому экватору. Нарушение симметрии в их расположении произошло уже в начале кайнозоя, однако точная датировка этого события затруднена, поскольку отложения палеоцена и нижнего эоцена в высоких широтах вскрыты ограниченным числом скважин и слабо изучены в палеонтологическом отношении. Их слабая изученность и фрагментарность материала усугубляются тем, что осадки нередко лишены карбонатных планктонных организмов (фашия растворения) или последние имеют обедненный состав, а стратиграфические шкалы по кремневому планктону для этого временного интервала не разработаны.

По причине недостатка скважин в Приантарктической области слабо изучена также истории формирования пояса биогенного кремненакопления вокруг Антарктиды. Судя по данным глубоководного бурения, биогенный кремнистый материал в некоторых районах Южного океана (Фолклендское плато, южная часть Тасманова моря) начал играть заметную роль в осадконакоплении уже в верхнем палеоцене и эоцене. Однако остается неизвестным, было ли кремненакопление в высоких широтах в это время повсеместным или же ограничивалось двумя указанными районами, подчеркивая его связь с морями Уэдделла и Росса как центрами зарождения холодной антарктической водной массы. Картирование биогенных кремнистых осадков во всем Южном океане поможет решить многие вопросы, связанные с проблемой формирования Циркумантарктического течения и гидрологических фронтов в южном полушарии.

Неясными остаются некоторые вопросы климатической эволюции высоких широт южного полушария и связанной с ней истории оледенения. В их решении большую роль призваны сыграть физические методы исследования, в частности изучение изотопного состава кислорода и углерода в остатках карбонатных планктонных и бентосных организмов.

Ключевым регионом для расшифровки названного комплекса взаимосвязанных проблем кайнозойской геологической истории, большинство из которых имеет глобальный характер, являются высокие широты южного полушария. И не случайно, что новая Программа глубоководного бурения (*ODP*) с помощью технически совершенного бурового корабля "Джоидес Резольюшн", осуществление которой уже началось, предусматривает бурение в ближайшие годы в районах моря Уэдделла в Атлантическом океане, плато Агульяс, Крозе и Кергелен в Индийском океане и др. Дальнейшее бурение в Южном океане будет охватывать как высокоширотные приантарктические районы, так и умеренные широты. Оно, несомненно, принесет новую важную информацию для решения проблем корреляции разновозрастных высоко- и низкоширотных отложений и восстановления детальной картины геологической, океанологической и климатической эволюции этого региона в течение кайнозоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С.* Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970. 103 с.
- Бараш М.С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИО АН СССР, 1983. 40 с.
- Бараш М.С., Блюм Н.С.* Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды. — В кн.: Микрорпалеонтология морей и океанов. М.: Наука, 1974, с. 138–150.
- Бараш М.С., Блюм Н.С.* Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 108–115.
- Бараш М.С., Громова Т.С.* Палеотемпературный анализ колонок по планктонным фораминиферам. — В кн.: Основные проблемы микрорпалеонтологии и органогенного осадконакопления. М.: Наука, 1969, с. 153–164.
- Бараш М.С., Оськина Н.С.* Распределение в океанских осадках раковин *Globigerina rathyderma* (Ehr.) в зависимости от температуры воды. — В кн.: Морская микрорпалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 196–205.
- Басов И.А.* Бентосные фораминиферы Южно-Сандвичева желоба и района Фолклендских островов. — Тр. ИО АН СССР, 1975, т. 103, с. 94–100.
- 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.
- Блюм Н.С.* Палеотемпературные реконструкции по планктонным фораминиферам для плейстоцена различных районов Мирового океана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИО АН СССР, 1982. 24 с.
- Бурмистрова И.И.* Стратиграфия глубоководных осадков в восточной части Индийского океана по бентосным фораминиферам. — В кн.: Морская микрорпалеонтология. М. Наука, 1978, с. 163–170.
- Иванова Е.В.* О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам. — Океанология, 1983, т. 23, вып. 3, с. 456–463.
- Иванова Е.В.* Позднечетвертичная палеоокеанология Индийского океана и Красного моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИО АН СССР, 1984. 22 с.
- Керри Дж., Мур Д.* Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 327–339.
- Крашенинников В.А.* Значение фораминифер открытых тропических бассейнов датского и палеогенового времени для разработки международной стратиграфической шкалы. — В кн.: Морфология, систематика и состояние изученности фораминифер и остракод. М.: Наука, 1964, с. 190–213. (Вопр. микрорпалеонтологии; Вып. 8).
- Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). — Вопр. микрорпалеонтологии, 1977, вып. 19, с. 124–227.
- Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). — Вопр. микрорпалеонтологии, 1978, вып. 21, с. 42–161.
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Геологическая история Южной Атлантики. 71-й рейс "Гломар Челленджера". — Природа, 1981, № 4, с. 94–96.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа. — Вопр. микрорпалеонтологии, 1975, вып. 18, с. 212–224.
- Левитан М.А.* Палеоокеанология Индийского

- океана. — В кн.: 27-й МГК: Палеоокеанология. Коллоквиум 03. Доклады, Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 3, с. 61–72.
- Левитан М.А., Лисицын А.П.* Распространение пелловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Индийского океанов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 669–672.
- Оськина Н.С., Иванова Е.В., Блюм Н.С.* Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 400–407.
- Саидова Х.М.* Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИО АН 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 глобороталиды. М., 1953. 298 с. (Тр. Всесоюз. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та. Н.С.; Вып. 76).
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Глобальные реконструкции климата и течений Мирового океана в фанерозое. — В кн.: 27-й МГК: Палеоокеанология. Коллоквиум 03. Доклады, Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 3, с. 46–61.
- Хэзлем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.
- Шрейдер А.А.* Распределение относительных мгновенных скоростей спрединга в Индийском океане. — В кн.: Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981, с. 178–186.
- Ясаманов Н.А.* К вопросу о глобальных изменениях температурного режима земной поверхности в кайнозое. — Вестн. АН СССР, 1982. Сер. геол., № 10, с. 106–110.
- Arthur M.A., Scholle P.A., Hasson P.* Stable isotopes of oxygen and carbon in carbonates from Sites 398 and 116 of the Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 47, pt 2, p. 477–491.
- Bandy O.L.* Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. — Micropaleontology, 1964, vol. 10, N 1, p. 11–17.
- Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S.* Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures based on planktonic foraminifers. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 72, p. 849–869.
- Barker P.F., Carlson R.L., Johnson D.A.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 72. 1024 p.
- Barker P.F., Dalziel I.W.D.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977. Vol. 36. 1080 p.
- Barron E.J., Harrison C.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.
- Barron J.A., Keller G.* Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidence with periods of global cooling. — Geology, 1982, vol. 10, N 11, p. 577–581.
- 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. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 1, p. 445–460.
- Basov I.A., Krashennnikov V.A.* Benthic foraminifers of the Mesozoic and Cenozoic sediments of the Southwestern Atlantic as indicator of paleoenvironment, DSDP, Leg 71. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 739–787.
- Be A.W.H.* Ecology of recent planktonic foraminifera. 1. Areal distribution in the Western North Atlantic. — Micropaleontology, 1959, vol. 5, N 1, p. 77–100.
- Be A.W.H.* Ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic Foraminifera. — In: Oceanic micropaleontology. L.: Acad. Press, 1977, vol. 1, chap. 1, p. 3–88.
- Be A.W.H., Hutson W.H.* Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. — Micropaleontology, 1977, vol. 23, N 4, p. 369–414.
- 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.
- Beckmann J.P.* Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocene–Oligocene) von Barbados, Kl. Antillen. — Eclog. geol. helv., 1953, vol. 46, p. 301–412.
- Beckmann J.P.* Late Cretaceous smaller benthic foraminifers from Sites 363 and 364 DSDP, Leg 40, Southeast Atlantic Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 759–781.
- Benson R.H.* The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages. — Lethaia, 1975, vol. 8, p. 69–83.
- Berger W.H.* Planktonic foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. — Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, p. 31–43.
- Berger W.H.* Planktonic foraminifera: Selective solution and lysocline. — Mar. Geol., 1970, vol. 8, p. 111–138.
- Berger W.H.* Sedimentation of planktonic foraminifera. — Mar. Geol., 1971, vol. 11, p. 325–358.
- Berger W.H., Roth P.H.* Oceanic micropaleontology: progress and prospect. — Review Geophys. Space Phys., 1975, vol. 13, p. 561–585.
- Berggren W.A.* Late Pliocene-Pleistocene glaciation. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1972, vol. 12, p. 953–964.
- Berggren W.A.* The Pliocene time scale: Calibration

- of planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton zones. — *Nature*, 1973, vol. 243, N 5407, p. 391–397.
- Berggren W.A.* Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of DSDP Site 357 (Rio Grande Rise). — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1977; vol. 39, p. 591–614.
- Berggren W.A.* Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and biogeography: Atlantic, Mediterranean and Indo-Pacific regions. — In: *Pacific Neogene datum planes: IGCP project 114*. Tokyo: Univ. Tokyo press, 1983, p. 111–161.
- Berggren W.A., Aubry M.P., Hamilton N.* Neogene magnetobiostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic). — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1983, vol. 72, p. 675–713.
- Berggren W.A., Hollister C.D.* Plate tectonics and paleocirculation-commotion in the ocean. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, p. 11–48.
- Berggren W.A., van Couvering J.A.* The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1974, vol. 16, p. 1–216.
- Bertels A.* Bioestratigrafía del Paleoceno marino en la Provincia de Chubut, Republica Argentina. — In: *Actas Primer Congr. Argent. de paleontol. y bioestratigr.*, 1964, t. 2, p. 271–316.
- Blow W.H.* Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. — In: *Proc. 1st Intern. conf. plankt. microfos.*, Geneva, 1967. Leiden (Brill), 1969, p. 199–422.
- Bode J.W.* Carbon and carbonate analyses. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 1185–1187.
- Boersma A.* Cenozoic planktonic foraminifera — DSDP Leg 39 (South Atlantic). — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1977, vol. 39, p. 567–590.
- Boersma A.* Cretaceous-Tertiary planktonic foraminifera from the southeastern Atlantic, Walvis Ridge area, Deep Sea Drilling Project Leg 74. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1984, vol. 74, p. 501–523.
- Boersma A., Shackleton N.* Oxygen and carbon isotope record through the Oligocene, DSDP Site 366, Equatorial Atlantic. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., (D.C.), 1977a, vol. 44, p. 957–962.
- Boersma A., Shackleton N.* Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy, Site 357 (mid latitude South Atlantic). — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1977b, vol. 39, p. 911–924.
- 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. (D.C.), 1981, vol. 62, p. 513–526.
- Boersma A., Shackleton N., Hall M., Given Q.* Carbon and oxygen isotope records at DSDP Site 384 (North Atlantic) and some Paleocene paleotemperatures and carbon isotope variations in the Atlantic Ocean. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1979, vol. 43, p. 695–717.
- Bolli H.M.* The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene–lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I. — *US Nat. Mus. Bull.*, 1957a, N 215, p. 61–81.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B.W.I. — *US Nat. Mus. Bull.*, 1957b, N 215, p. 155–172.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifera from the Oligocene–Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. — *US Nat. Mus. Bull.*, 1957c, N 215, p. 97–123.
- Bolli H.M.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. — *Bol. Inform. Assoc. Venez. geol. miner. y petrol.*, 1966, vol. 9, N 1, p. 3–32.
- Bolli H.M., Krashennikov V.A.* Problems in Paleogene and Neogene correlations based on planktonic foraminifera. — *Micropaleontology*, 1977, vol. 23, p. 436–452.
- Bolli H.M., Premoli Silva I.* Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1973, vol. 15, p. 475–497.
- Bolli H.M., Ryan W.B.F.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 40. 1079 p.
- Boltovskoy E.* Los Foraminíferos recientes. Buenos Aires: Eudeba, 1965. 510 p.
- Boltovskoy E.* Neogene planktonic foraminifera of the Indian Ocean (DSDP, Leg 26). — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1974, vol. 26, p. 675–741.
- Boltovskoy E.* Late Cenozoic benthonic foraminifera of the Ninetyeast Ridge (Indian Ocean). — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 26, p. 139–175.
- Boltovskoy E.* Paleocenoграфия del Atlantico Sudoccidental desde el mioceno, segun estudios foraminiferologicos. — *Ameghiniana*, 1979, t. 16, N 3/4, p. 357–389.
- Boltovskoy E.* The age of the Drake Passage. — *Alcheringa*, 1980, vol. 4, p. 289–297.
- Bornhold B.D.* Ice — rafted debris in sediments from Leg 71, Southwest Atlantic Ocean. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 1, p. 307–316.
- 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.
- Buchardt B.* Oxygen isotope paleotemperatures in the Tertiary period of the North Sea area. — *Nature*, 1978, vol. 275, p. 381–384.
- Bukry D.* Coccolith stratigraphy, offshore Western Australia, Deep Sea Drilling Project Leg 27. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1974, vol. 27, p. 623–630.
- Bukry D.* Coccolith and silicoflagellate stratigraphy near Antarctica, Deep Sea Drilling Project,

- Leg 28. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975a, vol. 28, p. 709–723.
- Bukry D.* Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Deep Sea Drilling Project, Leg 29. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975b, vol. 29, p. 845–872.
- Bukry D.* Cenozoic silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Southeastern Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 40. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 635–649.
- Burns D.A.* Nannofossil biostratigraphy for Antarctic sediments, Leg 28, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 589–598.
- Busen K., Wise S.W.* Silicoflagellate stratigraphy, Leg. 36. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 697–743.
- Cameron A.* Neogene benthic foraminifers from DSDP Sites 360 and 362, South Eastern Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 811–817.
- Caralp M., Sigal J.* Les foraminifères benthiques de l'Éocène inférieur du Site 246 au Sud de Madagascar (DSDP Leg 25). P.: Centre nat. Rech. sci., 1979, p. 111–163.
- Chen P.-H.* Antarctic radiolaria. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 437–513.
- Ciesielski P.F.* Biostratigraphy and paleoecology of Neogene and Oligocene silicoflagellates from cores recovered during Antarctic Leg 28, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 625–691.
- Ciesielski P.F.* The Neogene and Quaternary diatom biostratigraphy of subantarctic sediments, Deep Sea Drilling Project Leg 71. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 635–665.
- Ciesielski P.F., Ledbetter M.T., Ellwood B.B.* The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. — Mar. Geol., 1982, vol. 46, p. 1–51.
- Ciesielski P.F., Weaver F.M.* Early Pliocene temperature changes in the Antarctic seas. — Geology, 1974, vol. 2, p. 511–515.
- Ciesielski P.F., Weaver F.M.* Neogene and Quaternary paleoenvironmental history of Deep Sea Drilling Project Leg 71 sediments, Southwest Atlantic Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 1, p. 461–477.
- 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.
- Curry R.R.* Glaciation about 3,000,000 years ago in the Sierra Nevada. — Science, 1966, vol. 154, p. 770–771.
- D'Agostino A., Webb P.-N.* Interpretation of mid-Miocene to Recent lithostratigraphy and biostratigraphy at DSDP Site 273, Ross Sea. — Antarctic. J. US, 1980, vol. 15, N 5, p. 118–120.
- Dalziel I.W.D., Elliot D.H.* The Scotia arc and Antarctic margin. — In: The ocean basin and margins. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1, p. 171–246.
- Davies T.H., Luyendyk B.P.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974. Vol. 26. 1129 p.
- Dean W.E., Hay W.W., Sibuer J.-C.* Geologic evolution, sedimentation and paleoenvironments of the Angola Basin and adjacent Walvis Ridge: Synthesis of results of Deep Sea Drilling Project Leg 75. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 75, p. 509–544.
- Devereux I.* Oxygen isotope paleotemperature measurements of New Zealand Tertiary fossils. — N.Z. J. Sci., 1967, vol. 10, p. 988–1011.
- Douglas R.G., Savin S.M.* Isotopic analysis of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the Northwest Pacific, Leg 6. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1971, vol. 6, p. 1123–1127.
- Douglas R.G., Savin S.M.* Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from central North Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973, vol. 17, p. 591–605.
- Douglas R.G., Savin S.M.* Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 32, p. 509–520.
- Drewry D.J.* Aspects of the early evolution of West Antarctic ice. — In: Antarctic glacial history and world paleoenvironments. Rotterdam: Balkema, 1978, p. 25–32.
- Edwards A.R.* A calcareous nannoplankton zonation of the New Zealand Paleogene. — In: Proc. 2nd planktonic conf. Rome: Ed. Tecnosciencia, 1971, vol. 1, p. 381–519.
- Edwards A.R., Perch-Nielsen K.* Calcareous nannofossils from the southern Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 29. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 469–539.
- Engelhardt N.L., Webb P.-N.* Late Miocene foraminiferal biostratigraphy and paleoecology at DSDP Site 265, Southeast Indian Ocean. — Antarctic. J. US, 1980, vol. 15, N 5, p. 129–130.
- Finlay H.J.* New Zealand foraminifera, key species in stratigraphy. — Trans. Roy. Soc. N.Z., 1939, vol. 69, pt 1, p. 89–128.
- Finlay H.J.* New Zealand foraminifera, key species in stratigraphy. — N.Z.J. Sci. Tech. B, 1947, vol. 28, N 5, p. 259–292.
- Firstbrook P.L., Funnell B.M., Hurley A.M., Smith A.G.* Paleomagnetic reconstructions 160–0 Ma. 1980. 41 p. (Univ. of Cal. Spec. Publ.).
- Fleet A.J., Kempe D.R.C.* Preliminary geochemical studies of the sediments from DSDP Leg 26, Southern Indian Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 26, p. 541–551.
- Ford A.B.* Antarctic deep-sea basalt, Southeast Indian Ocean and Balleny Basin, DSDP Leg 28. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 835–859.
- Frakes L.A.* Paleoclimatic significance of some

- sedimentary components at Site 274. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 785-787.
- Geiger M.E.* Planktonic foraminiferal zones in the Upper Tertiary of Taranaki, New Zealand. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1962, vol. 5, N 2, p. 304-308.
- Geological map of New Zealand: Scale 1 : 250.000. N.Z. Geol. Surv., Dep. Sci. Industr. Res., 1965.
- Gombos A.* Paleogene and Neogene diatoms from the Falkland Plateau and Malvinas Outer Basin. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 575-687.
- Gombos A.M., Ciesielski P.F.* Late Eocene to early Miocene diatoms from the Southwest Atlantic. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt. 2, p. 583-634.
- Haq B.U.* Coccoliths in cores from the Bellingshausen Abyssal Plain and Antarctic. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 35, p. 557-567.
- Haq B.U.* Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. - Micropaleontology, 1980, vol. 26, N 4, p. 414-443.
- Haq B.U.* Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited. - Oceanol. acta, 1981, N SP, p. 71-82.
- Haq B.U., Riley A.* Antarctic silicoflagellates from the Southeast Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 35. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 35, p. 673-699.
- Hardenbol J., Berggren W.A.* A new Paleogene numerical time scale. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol., 1978, N 6, p. 213-234.
- Haskell T.R., Wilson G.J.* Palynology of Sites 280-284, DSDP Leg 29, off southeastern Australia and western New Zealand. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 723-741.
- Hay W.W., Sibuet J.-C.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, Vol. 75, 1303 p.
- Hayes D.E., Frakes L.A.* General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 28. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 919-942.
- Hayes D.E., Frakes L.A.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, Vol. 28, 1017 p.
- Hayes D.E., Ringis I.* Seafloor spreading in the Tasman Sea. - Nature, 1973, vol. 243, N 5407, p. 454-458.
- Hays J.D., Opdyke N.D.* Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climate changes. - Science, 1967, vol. 158, p. 1001-1011.
- He Q., McKenzie J.A., Oberhänsli H.* Stable-isotope and percentage-of-carbonate data for Upper Cretaceous/Lower Tertiary sediments from Deep Sea Drilling Project Site 524, Cape Basin, South Atlantic. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 749-754.
- Herb R.* Recent planktonic foraminifera from sediments of the Drake Passage, Southern Ocean. - Eclog. geol. helv., 1968, vol. 61, p. 467-480.
- Herb R.* Distribution of Recent benthonic foraminifera in the Drake Passage. - In: Biology of the Antarctic seas. 1971, vol. 4, p. 251-300. (Amer. Geophys. Union. Antarct. Res. Ser.; N 17).
- Herm D.* Micropaleontological aspects of the Magellanic Geosyncline, southernmost Chile, South America. - In: 2nd West Afr. micropaleontol. colloq.: Proc. Ibadan, 1966, p. 72-86.
- Hillebrandt A.V.* Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. - Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl. N.F., 1965, Bd. 123, S. 1-62.
- Hollister C.D., Craddock C.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, Vol. 35, 930 p.
- Hornibrook N. de B.* New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary foraminiferal zones and some overseas correlations. - Micropaleontology, 1958a, vol. 4, N 1, p. 25-38.
- Hornibrook N. de B.* New Zealand foraminifera: Key species in stratigraphy. 6 - N.Z. J. Geol. (D.C.) Geophys., 1958b, vol. 1, N 4, p. 653-676.
- Hornibrook N. de B.* Tertiary foraminifera from Oamaru District (N.Z.). 1. Systematics and distribution. - N.Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull., 1961, vol. 34, N 1, p. 1-192.
- Hornibrook N. de B.* The Cretaceous-Tertiary boundary in New Zealand. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1962, vol. 5, N 2, p. 295-303.
- Hornibrook N. de B.* A record of Globigerinatella insueta Cushman and Stainforth from New Zealand. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1964, vol. 7, N 4, p. 891-892.
- Hornibrook N. de B.* Globigerina angiporooides n. sp. from the upper Eocene-lower Oligocene of New Zealand and the status of Globigerina angipora Stache, 1965. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1965, vol. 8, N 5, p. 834-883.
- Hornibrook N. de B.* The Orbulina bioheries in the Clifden section, New Zealand. - In: Proc. Intern. Union Geol. Sci. Comm. Mediterranean Neogene stratigr., 3rd sess. 1966, p. 21-22.
- Hornibrook N. de B.* New Zealand Microfossils. 1967. (N.Z. Dep. Sci. Industr. Res. Inform. Ser.; N 62).
- Hornibrook N. de B.* Globorotalia truncatulinoides and the Plio-Pleistocene boundary in northern Hawke's Bay, New Zealand. N.Y.: Micropaleontol. press, 1976. (Progr. Micropaleontol. Spec. Publ.).
- Hornibrook N. de B.* Correlation of Pliocene biostratigraphy, magnetostratigraphy and O¹⁸ fluctuations in New Zealand and DSDP Site 284. - Newslett. Stratigr., 1980, vol. 9, N 2, p. 114-120.
- Hornibrook N. de B., Jenkins D.G.* Candeina zeocenica Hornibrook and Jenkins, a new species of Foraminifera from the New Zealand Eocene and Oligocene. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1965, vol. 8, N 5, p. 839-842.
- Hsü K.J.* A scenario for the terminal Cretaceous event. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 755-763.

- Hsü K.J., LaBrecque J.L. et al.* Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984. Vol. 73. 798 p.
- Hsü K.J., McKenzie J.A., Oberhänsli H. et al.* South Atlantic paleoceanography. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 771–785.
- Ioannides N.S., Colin J.P.* Palynology of Sites 358, 356, 355 DSDP, Leg 39, Southwestern Atlantic Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 39, p. 885–897.
- Jenkins D.G.* Planktonic foraminifera from the Lakes Entrance oil shaft, Victoria, Australia. — *Micropaleontology*, 1960, vol. 6, p. 345–371.
- Jenkins D.G.* Location of the Pliocene-Pleistocene boundary. *Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res.*, 1964a, vol. 15, N 1, p. 25–27.
- Jenkins D.G.* Foraminiferal evidence for the Oligocene-Miocene boundary in New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1964b, vol. 7, N 4, p. 888–890.
- Jenkins D.G.* The Genus *Hantkenina* in New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1965a, vol. 8, N 3, p. 518–526.
- Jenkins D.G.* The origin of the species *Globigerinoides trilobus* (Reuss) in New Zealand. — *Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res.*, 1965b, vol. 16, pt. 3, p. 116–120.
- Jenkins D.G.* Planktonic foraminifera and Tertiary intercontinental correlations. — *Micropaleontology*, 1965c, vol. 11, N 3, p. 265–277.
- Jenkins D.G.* Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to Lower Miocene of New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1966a, vol. 8, N 6, p. 1088–1126.
- Jenkins D.G.* Position of the Miocene-Pliocene boundary in New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1966b, vol. 8, N 6, p. 1240–1242.
- Jenkins D.G.* Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand. — *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1967, vol. 10, N 4, p. 1064–1078.
- Jenkins D.G.* Variations in the numbers of species and subspecies of planktonic Foraminiferida as indicator of New Zealand Cenozoic paleotemperatures. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1968, vol. 5, p. 309–313.
- Jenkins D.G.* Foraminiferida and New Zealand Tertiary biostratigraphy. — *Rev. esp. micropaleontol.*, 1970, vol. 2, N 1.
- Jenkins D.G.* New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera. — *N.Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull.*, 1971, vol. 42, p. 1–278.
- Jenkins D.G.* Diversity changes in the New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera. — *J. Foraminiferal Res.*, 1973, vol. 3, p. 78–88.
- Jenkins D.G.* Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwestern Pacific and Tasman Sea, DSDP Leg 29. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 449–467.
- Jenkins D.G.* Neogene planktonic foraminifers from DSDP Leg 40 Sites 360 and 362 in the southeastern Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 723–729.
- Johnstone M.H., Lowry D.C., Quilty P.G.* The geology of Southwestern Australia — a review. — *J. Roy. Soc. West. Austral.*, 1973, vol. 56, pt 1/2, p. 5–15.
- Jones S.C.* Eocene and Oligocene foraminiferal assemblages from the Maurice Ewing Bank. — *Antarct. J. US*, 1980, vol. 15, N 5, p. 103–104.
- Kaneps A.G.* Cenozoic planktonic foraminifera from Antarctic deep-sea sediments, Leg 28 DSDP. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 573–583.
- Keigwin L.D.* Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP sites from the East Equatorial and Central North Pacific Ocean. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, p. 361–362.
- Keller G.* Paleoclimatic analyses of middle Eocene through Oligocene planktonic foraminiferal fauna. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1983, vol. 43, p. 73–94.
- Kennett J.* The Globorotalia crassaformis bioseries in North Westland and Marlborough, New Zealand. — *Micropaleontology*, 1966, vol. 12, N 2, p. 235–245.
- Kennett J.P.* New foraminifera from the upper Miocene and lower Pliocene of New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1967, vol. 10, N 4.
- Kennett J.P.* Paleo-oceanographic aspects of the foraminiferal zonation in the upper Miocene-lower Pliocene of New Zealand. — *G. geol. Ser.* 2, 1968, vol. 35, N 3, p. 143–156.
- Kennett J.P.* Middle and Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Southwestern Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973, vol. 21, p. 575–639.
- Kennett J.P.* Neogene planktonic foraminiferal stratigraphy in Deep Sea Drilling Sites, Southeast Indian Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 705–708.
- Kennett J.P.* Cenozoic biogeographic and biostratigraphic development of planktonic microfossils in the Antarctic. — *Antarct. J. US*, 1976, vol. 11, N 3, p. 173–175.
- Kennett J.P.* Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Current and their impact on global paleoceanography. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, p. 3843–3860.
- Kennett J.P.* The development of planktonic biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic. — *Mar. Micropaleontol.*, 1978, vol. 3, p. 301–345.
- Kennett J.P.* Paleocceanographic and biostratigraphic evolution of the Southern Ocean during the Cenozoic and Cenozoic microfossil datums. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1980, vol. 31, p. 123–152.
- Kennett J.P.* Marine geology. New York; Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1982. 813 p.

- Kennett J.P.* Miocene paleoceanography and plankton evolution. - In: Abstr. 27th IGC, Moscow, 1984. Moscow, 1984, vol. 9, pt 1, p. 215-217.
- Kennett J.P., Borch C. von der, Baker P.A.* et al. Paleotectonic implications of increased late Eocene-early Oligocene volcanism from South Pacific DSDP sites. - *Nature*, 1985, vol. 316, N 6028, p. 507-511.
- Kennett J.P., Houtz R.E., 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. (D.C.), 1975, vol. 27, p. 1155-1169.
- Kennett J.P., Houtz R.E.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, Vol. 29. 1197 p.
- Kennett J.P., Houtz R.E., Andrews P.B.* et al. Development of the Circum-Antarctic Current. - *Science*, 1974, vol. 186, p. 144-147.
- Kennett J.P., Shackleton N.J.* Oxygen isotopic evidence for the development of psychrosphere 38 Myr ago. - *Nature*, 1976, vol. 260, N 5551, p. 513-515.
- Kennett J.P., Shackleton N.J., Margolis S.V.* et al. Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic history and volcanic ash stratigraphy: DSDP Site 284, South Pacific. - *Amer. J. Sci.*, 1979, vol. 279, p. 52-69.
- Kennett J.P., Vella P.* Late Cenozoic planktonic foraminifera and paleoceanography at DSDP Site 284 in the cool subtropical South Pacific. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 769-799.
- Krasheninnikov V.A.* Cretaceous and Paleogene planktonic foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 27, p. 663-671.
- 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. (D.C.), 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. (D.C.), 1983a, vol. 71, pt 2, p. 821-858.
- 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. (D.C.), 1983b, vol. 71, pt 2, p. 789-820.
- Kvasov D.D., Blazhchishin A.I.* The key to sources of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents Sea. - *Nature*, 1978, vol. 273, p. 138-140.
- Lauthon A.S., Sclater J.G., McKenzie P.D.* The structure and evolution of the Indian Ocean. - Implications of continental drift to the earth sciences. L.; N.Y.: Acad. press, 1973, p. 203-212.
- Leckie R.M., Webb P.-N.* Foraminifera of DSDP Site 270 as indicators of the late Oligocene-early Miocene. - *Antarct. J. US*, 1980, vol. 15, N 5, p. 117-118.
- Leckie R.M., Webb P.-N.* Late Oligocene-early Miocene glacial record of the Ross Sea, Antarctica: Evidence from DSDP Site 270. - *Geology*, 1983, vol. 11, p. 578-582.
- Ledbetter M.T., Ciesielski P.F.* Bottom-current erosion along a traverse in the South Atlantic sector of the Southern Ocean. - *Mar. Geol.*, 1982, vol. 46, p. 329-341.
- Letolle R.R.* Oxygen 18 and Carbon 13 isotopes from bulk carbonate samples, Leg 47 B. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 47, pt 2, p. 493-496.
- Letolle R.R., Vergnaud-Grazzini C., Pierre C.* Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP Sites 400, 401, 402, 403 and 406. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 48, p. 741-755.
- Loutit T.S., Kennett J.P.* Late Miocene paleoclimatology in the subantarctic water mass, Southwest Pacific. - *Antarct. J. US*, 1980a, vol. 15, N 5, p. 111-114.
- Loutit T.S., Kennett J.P.* Polar glacial evolution and global sea-level changes. - *Antarct. J. US*, 1980b, vol. 15, N 5, p. 99-101.
- Loutit T.S., Kennett J.P.* Australasian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. - *Oceanol. acta*, 1981a, N SP, p. 45-63.
- Loutit T.S., Kennett J.P.* New Zealand and Australian Cenozoic sedimentary cycles and global sea-level changes. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1981b, vol. 65, N 9, p. 1586-1601.
- Loutit T.S., Kennett J.P., Savin S.M.* Miocene Equatorial and Southwest Pacific paleoceanography from stable isotope evidence. - *Mar. Micropaleontol.*, 1983, vol. 8, p. 215-233.
- Ludwig W.J., Krasheninnikov V.A., Basov I.A.* et al. Tertiary and Cretaceous paleoenvironments 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., Krasheninnikov V.A.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 71. Pt 1/2. 1187 p.
- Luyendyk B.P., Davies T.A.* Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the Southern Indian Ocean. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 26, p. 909-943.
- Malumian N.* Foraminiferos del Cretacio 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 formacion Pedro Luro, provincia de Buenos Aires, Argentina. - *Ameghiniana*, 1970, vol. 7, N 4, p. 355-367.
- Malumian N.* Foraminiferos del Oligocene y Miocene del subsuelo de la provincia de Buenos

- Aires. — Ameghiniana, 1972, vol. 9, N 2, p. 97–137.
- Malumian N.* Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminiferológicas Terciarias de la Argentina. — Ameghiniana, 1978, vol. 15, N 1/2, p. 161–171.
- Malumian N.* Foraminíferos bentónicos de la Formación Carmen Silva, Mioceno, Isla Grande de la Tierra del Fuego. — Ameghiniana, 1982, vol. 19, N 1/2, p. 37–66.
- Malumian N., Masiuk V.* El género *Cribrorotalia* Hornibrook, 1961 (Familia Elphidiidae) en la Argentina. — Rev. esp. micropaleontol., 1971, vol. 3, N 3, p. 293–300.
- Malumian N., Masiuk V.* Boltovskoyella: A new Paleogene foraminiferal Genus From Argentina. — J. Foraminiferal Res., 1972, vol. 2, N 1, p. 1–5.
- Malumian N., Masiuk V.* Asociaciones foraminiferológicas fósiles de la República Argentina. — In: Actas Quinto Congr. geol. argent., 1973, vol. 3, p. 433–453.
- Malumian N., Masiuk V., Riggi J.G.* Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1 Provincia Santa Cruz, República Argentina: Su importancia y correlaciones. — Rev. Asoc. geol. argent., 1971, vol. 26, N 2, p. 175–208.
- Malumian N., Ramos V.A.* Magmatic intervals, transgression–regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 67, p. 228–237.
- Margolis S.V.* Paleoglacial history of Antarctica inferred from analysis of Leg 29 sediments by scanning-electron microscopy. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 1039–1043.
- Margolis S.V., Kennett J.P.* Antarctic glaciation during the Tertiary recorded in sub-Antarctic deep-sea cores. — Science, 1970, vol. 170, p. 1085–1087.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. — In: Proc. 2nd plankt. conf. Roma: Tecnoscienza, 1971, vol. 2, p. 739–785.
- Maxwell A.E., Herzen R.P. von et al.* Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1970. Vol. 3. 805 p.
- McCollum D.W.* Diatom stratigraphy of the Southern Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 28, p. 515–572.
- McGowran B.* Late Cretaceous and Early Tertiary correlations in the Indo-Pacific region. — Geol. Soc. Ind. Mem., 1968, N 2, p. 335–360.
- McGowran B.* Observation bore N 2, Gambier embayment of the Otway Basin: Tertiary micropaleontology and stratigraphy. — Miner. Resour. Rev., 1973, N 135, p. 43–55.
- McGowran B.* Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages in the Northern and Eastern Indian Ocean region: Correlations. — In: Indian Ocean geology and biostratigraphy. Wash. (D.C.), 1977, p. 417–458.
- McKee E.H.* K-Ar ages of deep-sea basalts, Indian Ocean, Leg 25, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 25, p. 553–554.
- 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.
- McKenzie J.A., Weissert H., Poore R.Z. et al.* Paleooceanographic implications of stable-isotope data from upper Miocene–lower Pliocene sediments from the Southeast Atlantic (Deep Sea Drilling Project Site 519). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 717–724.
- Melguen M.* Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the Eastern South Atlantic (DSDP, Leg 40) since the Early Cretaceous. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 981–1024.
- Mercer J.H.* Late Miocene to earliest Pliocene glaciation in southern Argentina. — Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., 1979, vol. 11, p. 478.
- Mercer J.H., Fleck R.J., Mankinen E.A. et al.* Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. — Quatern. Stud. Roy. Soc. N.Z. Bull., 1975, N 13, p. 223–230.
- Moore T.C., Rabinowitz P.D. et al.* Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984. Vol. 74. 894 p.
- Müller C.* Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 25, p. 579–633.
- Muza J.P., Williams D.F., Wise S.W.* Paleogene oxygen isotope record for Deep Sea Drilling Sites 511 and 512, Subantarctic South Atlantic Ocean: Paleotemperatures, paleooceanographic changes, and the Eocene/Oligocene boundary event. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 1, p. 409–422.
- Natland M.L., Gonzales P.E., Canon A., Ernst M.* A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1974, vol. 139, p. 1–126.
- Oberhänsli H., McKenzie J., Toumarkine M., Weissert H.* A paleoclimatic and paleooceanographic record of the Paleogene in the Central South Atlantic (Leg 73, Sites 522, 523 and 524). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 737–747.
- Okada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code numbers to the "Low latitude coccolith biostratigraphic zonation". — Mar. Micropaleontol., 1980, vol. 5, p. 321–325.
- Ovenshine A.T., Winkler G.R., Andrews P.B. et al.* Chemical analyses and minor element composition of Leg 29 basalts. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 1097–1107.
- 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.
- Perch-Nielsen K.* Late Cretaceous to Pleistocene silikoflagellates from the southern Southwest Pacific, DSDP Leg 29. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 677-721.
- Perch-Nielsen K.* Albian to Pleistocene calcareous nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 39, p. 699-823.
- Perch-Nielsen K., Supko P.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977. Vol. 39. 1139 p.
- Percival S.F., jun.* Late Cretaceous to Pleistocene calcareous nannofossils from the South Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 73. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 391-424.
- Plafker G., Bartsch-Winkler S., Ovenshine A.T.* Paleoglacal implications of coarse detritus in DSDP Leg 36 cores. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 857-864.
- Poore R.L.* Oligocene through Quaternary planktonic foraminiferal biostratigraphy of the North Atlantic: DSDP Leg 49. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 49, p. 447-517.
- Poore R.L., Matthews R.K.* Late Eocene-Oligocene oxygen and carbon-isotope record from South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Site 522. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 725-735.
- Premoli Silva I., Bolli H.M.* Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973, vol. 15, p. 499-547.
- Proto Decima F.* Leg 27 calcareous nannoplankton. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 27, p. 589-621.
- Proto Decima F., Bolli H.M.* Southeast Atlantic DSDP Leg 40 Paleogene benthic foraminifers. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 783-809.
- Proto Decima F., Medizza F., Todesco L.* Southeastern Atlantic Leg 40 calcareous nannofossils. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 571-634.
- Pujol C.* Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Southwestern Atlantic (Rio Grande Rise): Deep Sea Drilling Project Leg 72. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 72, p. 623-673.
- Pujol C., Duprat J.* Quaternary planktonic foraminifers of the Southwestern Atlantic (Rio Grande Rise): Deep Sea Drilling Project Leg 72. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 72, p. 601-622.
- Pujol C., Sigal J.* Les foraminifères planctoniques Paléogènes du Site 245 (Bassin de Madagascar) - biostratigraphie (DSDP Leg 25). P.: Centre nat. Rech. sci.; 1979, p. 1-110.
- Quilty P.* Upper Eocene planktonic Foraminifera from Albany. - J. Roy. Soc. West. Austral., 1969, vol. 52, N 2, p. 41-58.
- Quilty P.G.* The biostratigraphy of the Tasmanian marine Tertiary. - Pap. and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 1972, vol. 106, p. 25-44.
- Quilty P.G.* Cainozoic stratigraphy in the Perth area. - J. Roy. Soc. West. Austral., 1974a, vol. 57, pt 1, p. 16-31.
- Quilty P.G.* Tasmanian Tertiary foraminifera. Pt 1. Textulariina, Miliolina, Nodosariacea. - Pap. and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 1974b, vol. 108, p. 31-106.
- Quilty P.G.* Tertiary stratigraphy of Western Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1974c, vol. 21, p. 301-318.
- Quilty P.G.* A new species of Schackoinella from the Eocene of Western Australia with comments on the Glabratellidae. - J. Foraminiferal Res., 1975a, vol. 5, N 4, p. 326-333.
- Quilty P.G.* Late Jurassic to Recent geology of the Western margin of Australia. - In: Deep sea drilling in Australasian waters: Challenger symp. Sydney, 1975b, p.
- Quilty P.G.* Cenozoic sedimentation cycles in Western Australia. - Geology, 1977, vol. 5, p. 336-340.
- Quilty P.G.* Sedimentation cycles in the Cretaceous and Cenozoic of Western Australia. - Tectonophysics, 1980a, vol. 63, p. 349-366.
- Quilty P.G.* Tertiary Foraminifera and stratigraphy, northern Exmouth Plateau, Western Australia. - BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1980b, vol. 5, p. 141-149.
- Rabussier-Lointier D.* Reconstitution paléoclimatique du Miocène inférieur d'après les isotopes stables de l'oxygène et du carbone des Foraminifères planctoniques. - Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1980, t. 22, N 5, p. 731-734.
- Ramsay A.T.S.* Sedimentological clues to paleo-oceanography. - In: Oceanic micropaleontology. L. etc.: Acad. press, 1977, vol. 2, p. 1371-1453.
- Riedel W.R., Sanfilippo A.S.* Radiolaria from the Southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 26, p. 771-813.
- 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. (D.C.), 1974, vol. 27, p. 1001-1045.
- Rögl F.* Danian Calcsphaerulidae of DSDP Leg 35, Site 323, Southeast Pacific Oceans. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976a, vol. 35, p. 701-711.
- Rögl F.* Late Cretaceous to Pleistocene foraminifera from the Southeast Pacific Basin, DSDP Leg 35. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976b, vol. 35, p. 539-555.
- Rögl F., Bolli H.M.* Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin (Trench), Caribbean Sea) and their climatic interpretations. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973, vol. 15, p. 553-615.

- Rögl F., Hochuli P. The occurrence of *Bolboforma*, a probable algal cyst, in the Antarctic Miocene of DSDP Leg 35. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 35, p. 713-719.
- Roth P.H. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. - *Eclog. geol. helv.*, 1970, vol. 63, N 3, p. 799-881.
- Roth P.H. Calcareous nannofossils - Leg 17, Deep Sea Drilling Project. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973, vol. 17, p. 695-795.
- Rundle C.C., Brook M., Snelling N.J. et al. Radiometric age determinations. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 26, p. 513-516.
- Saito T., van Donk J. Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifers. - *Micropaleontology*, 1974, vol. 20, p. 152-177.
- Salloway J.C. Paleomagnetism of sediments from Deep Sea Drilling Project Leg 71. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 1073-1091.
- Sancetta C. Neogene Pacific microfossils and paleoceanography. - *Mar. Micropaleontol.*, 1978, vol. 3, p. 347-376.
- Savage M.L., Ciesielski P.F. A revised history of glacial sedimentation in the Ross Sea region. - In: Antarctic Earth science. Canberra: Austral. Acad. of Sci., 1983, p. 555-559.
- Savin S.M. The history of the Earth's surface temperature during the last 100 million years. - *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1977, vol. 5, p. 319-355.
- Savin S.M., Douglas R.G., Stehli F.G. Tertiary marine paleotemperatures. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, p. 1499-1510.
- Schlich R., Simpson E.S.W., Vallier T.L. Regional aspects of deep sea drilling in the Western Indian Ocean, Leg 25, DSDP. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 25, p. 743-759.
- Schrader H.J. Cenozoic planktonic diatom biostratigraphy of the Southern Pacific Ocean. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 35, p. 605-671.
- Slater J.G., Hellimyer S., Tapscott G. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present. - *J. Geol.*, 1977, vol. 85, p. 509.
- Slater J.G., McKenzie D.P. Paleobathymetry of the South Atlantic. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 84, p. 3203-3216.
- Scott G.H. The relationship between the Miocene Foraminiferida *Globorotalia miocena* and *G. praemendardii*. - *Micropaleontology*, 1972, vol. 18, p. 81-93.
- Seideman D. K-Ar dates of Site 322 and Site 323 basalts. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 35, p. 339.
- Seisser W.G., Dingle R.V. Tertiary sea-level movements around Southern Africa. - *J. Geol.*, 1981, vol. 89, N 1, p. 83-96.
- Shackleton N.J., Cita M.B. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifera at Site 397: Detailed history of climatic change during the Late Neogene. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 47, pt 1, p. 433-447.
- Shackleton N.J., Hall M.A. Carbon isotope data from Leg 74 sediments. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 74, p. 613-619.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Boersma A. Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 74, p. 599-612.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Site 284: Implications for glacial history of the northern hemisphere and Antarctica. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975a, vol. 29, p. 801-807.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Site 277, 279 and 281. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975b, vol. 29, p. 743-755.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. - *Nature*, 1977, vol. 270, p. 216-219.
- Shaw C.A., Ciesielski P.F. Silicoflagellate biostratigraphy of middle Eocene to Holocene subantarctic sediments recovered by Deep Sea Drilling Project Leg 71. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 687-737.
- 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. (D.C.), 1974, vol. 25 p. 687-723.
- Simpson E.S.W., Schlich R. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974. Vol. 25. 883 p.
- Sliter W.V., Baker R.A. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. - *J. Foraminiferal Res.*, 1972, vol. 2, N 4, p. 167-183.
- Sliter W.V., Bé A.W.H., Berger W.H. Dissolution of deep-sea carbonates. Allen Press, Lawrence, Kansas. 1975. 159 p. (Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.; N 13).
- Smith A.G., Briden J.C. Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge: Univ. Press, 1977. 63 p.
- Smith C.C., Poore R.Z. Upper Maestrichtian and Paleogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the northern Cape Basin, Deep Sea Drilling Project Hole 524. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 449-457.
- Stackelberg U. von, Exon N.F., Rad U. von. et al. Geology of the Exmouth and Wallaby Plateaus off northwest Australia: Sampling of seismic sequences. - *BMR J. Austral. Geol. and Geophys.*, 1980, vol. 5, p. 113-140.
- Styzen M.J., Webb P.-N. Late Eocene foraminifera from DSDP Site 267 B, Southeast Indian

- Ocean. - Antarct. J. US, 1980, vol. 15, N 5, p. 130-132.
- Thierstein H.R.* Calcareous nannoplankton, Leg 26, Deep Sea Drilling Project. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 26, p. 619-668.
- Thunell R.C.* Late Miocene-early Pliocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of low latitude marine sequences. - Mar. Micropaleontol., 1981, vol. 6, p. 71-90.
- Tjalsma R.C.* Cenozoic foraminifera from the South Atlantic, DSDP Leg 36. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 493-517.
- Todd R., Kniker H.T.* An Eocene foraminiferal fauna from the Agua Fresca shale of Magallanes Province, southern-most Chile. 1952. 28 p. (Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.; N 1).
- 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. (D.C.), 1978, vol. 40, p. 679-721.
- Toumarkine M., Bolli H.M.* Evolution de Globorotalia cerroazulensis (Cole) dans l'éocène moyen et supérieur de Posagno (Italie). - Rev. micropaleontol., 1970, vol. 13, N 3, p. 131-145.
- Tucholke B.E., Carpenter G.B.* Sediment distribution and Cenozoic sedimentation patterns of the Agulhas Plateau. - Bull: Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 1337-1346.
- 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., Hardenbol J.* Sea level changes during the Tertiary. - Oceanus, 1979, vol. 22, N 3, p. 73-79.
- Van Andel T.H.* Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 187-194.
- Van Andel T.H., Heath G.R., Moore T.C.* Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1975, vol. 143, p. 1-134.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W.* Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. - J. Geol., 1977, vol. 85, N 6, p. 651-698.
- Veevers J.J., Heirtzler J.R.* Tectonic and paleogeographic synthesis of Leg 27. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 27, p. 1049-1054.
- Veevers J.J., Heirtzler J.R.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974. Vol. 27. 1060p.
- Vella P.* Upper Oligocene and Miocene uvigerinid foraminifera from Raukumara Peninsula, New Zealand. - Micropaleontology, 1961, vol. 7, N 4, p. 467-483.
- Vergnaud-Grazzini C.* Cenozoic paleotemperatures at Site 398 Eastern North Atlantic: Diagenetic effects on carbon and oxygen isotopic signal. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 47, pt 2, p. 507-511.
- Vergnaud-Grazzini C., Pierre C., Letolle R.* Paleoenvironment of the North-East Atlantic during the Cenozoic: Oxygen and carbon isotope analyses at DSDP Site 398, 400A and 401. - Oceanol. acta, 1978, vol. 1, N 3, p. 381-390.
- Vergnaud-Grazzini C., Rabussier-Lointier D.* Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des foraminifères tertiaires en Atlantique équatoriale (Site 366 du DSDP). - Rev. géol. dyn. et géogr. phys., 1980a, vol. 22, fasc. 1, p. 63-74.
- Vergnaud-Grazzini C., Rabussier-Lointier D.* Essai de corrélation stratigraphique par le moyen des isotopes de l'oxygène et du carbone. - Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1980b, t. 22, N 5, p. 719-730.
- Vincent E., Killingley J.S., Berger W.H.* The magnetic epoch-6 carbon shift: a change in the ocean's $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio 6.2 million years ago. - Marine Micropaleontol., 1980, 5, p. 185-203.
- Walters R.* The Globorotalia zealandica and G. miozea lineages. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1965, vol. 8, p. 109-127.
- Weaver F.M.* Antarctic radiolaria from the Southeast Pacific basin, Deep Sea Drilling Project, Leg 35. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976a, vol. 35, p. 569-603.
- Weaver F.M.* Late Miocene and Pliocene radiolarian paleobiogeography and biostratigraphy of the Southern Ocean: Ph. D. diss. Fl. State Univ., 1976b.
- Weaver F.M.* Cenozoic radiolarians from the Southwest Atlantic, Falkland Plateau region, Deep Sea Drilling Project Leg 71. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 667-686.
- Weaver F.M., Gombos A.M. jun.* Southern high-latitude diatom biostratigraphy. - In: The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress. 1981. p. 445-470. (Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.; N 32).
- Weaver F.M., Rögl F.H., Haq B.U., Schrader M.J.* Paleontological summary of deep sea drilling results from Leg 35, South Pacific Basin. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 35, p. 531-537.
- Webb P.N.* Paleocene foraminifera from DSDP Site 283, South Tasman Basin. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 833-843.
- Weissel J.K., Hayes D.E.* Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean. - Antarct. Res. Ser., 1972, vol. 19, p. 165-196.
- Weissert H.J., McKenzie J.A., Wright R.C.* et al. Paleoclimatic record of the Pliocene at Deep Sea Drilling Project Sites 519, 521, 522 and 523 (Central South Atlantic). - In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1984, vol. 73, p. 701-715.
- Werner S.* Paläobiogeographische Analyse der tertiären Fischfauna von Neuseeland und Süd-Australien. - Geol. Rdsch., 1981, Bd. 70, N 2, S. 596-610.
- Wilson G.J.* Palynology of deep-sea cores from

- DSDP Site 275, Southeast Campbell Plateau. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 29, p. 1031–1035.
- Wise S.W.* Deep Sea drilling in the Antarctic: Focus on late Miocene glaciation and applications of smear-slide biostratigraphy. – Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ., 1981. N 32, p. 471–487.
- 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. (D.C.), 1983, vol. 71, pt 2, p. 481–550.
- Wise S.W., Ciesielski P.F., McKenzie D.T.* 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. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 269–492.
- Zobel B.* Quaternary and Neogene Foraminifera: Biostratigraphy. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 25, p. 573–578.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—XXXII

Т а б л и ц а I

- 1, 2. *Chiloguembelina wilcoxensis* (Cushman and Ponton)
Вид сбоку, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×240.
3–5. *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman)
Вид сбоку, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×300.
6, 7. *Chiloguembelina morsei* (Kline)
Вид сбоку, обр. 329-33-4, 28–30 см, ×300.
8, 9. *Chiloguembelina crinita* (Glaessner)
8 – вид сбоку, обр. 329-32-4, 122–124 см, ×300;
9 – вид со стороны устья, обр. 329-32-4, 122–124 см, ×300.

Т а б л и ц а II

- 1–3. *Globigerina triloculinoides* Plummer
1 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×100;
2 – вид сбоку, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×110;
3 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×110.
4, 5. *Globigerina velascoensis* Cushman
4 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 40–42 см, ×120;
5 – вид сбоку, обр. 329-33-3, 40–42 см, ×120.
6, 7. *Globigerina quadritriloculinoides* Khalilov
6 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×120.
7 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×120.
8, 9. *Globigerina* aff. *pileata* Khalilov
8 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×180;
9 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×200.

Т а б л и ц а III

- 1–4. *Globigerina varianta* Subbotina
1 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×160;
2, 3 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×160;
4 – вид сбоку, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×160.
5–7. *Globigerina trivialis* Subbotina
5 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-3, 133–135 см, ×150;
6 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-3, 133–135 см, ×180;
7 – вид сбоку, обр. 329-33-3, 133–135 см, ×150.

Т а б л и ц а IV

- 1–3. *Globigerina* aff. *achtschacujmensis* Khalilov
1 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×150;
2 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×150;
3 – вид сбоку, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×150.
4–6. *Acarinina acarinata* Subbotina
4 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×150;
5 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×150;
6 – вид сбоку, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×150.
7, 8. *Acarinina mckannai* (White)
7 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×160;
8 – вид сбоку, обр. 329-33-4, 131–133 см, ×160.

Т а б л и ц а V

- 1–3. *Acarinina soldadoensis* (Bronnimann)
1 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×150;
2 – вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×150;
3 – вид сбоку, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×150.
4, 5. *Acarinina* aff. *soldadoensis* (Bronnimann)
4 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×160;
5 – вид сбоку, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×180.
6–8. *Pseudogloboquadrina* ex gr. *primitiva* (Finlay)
6 – вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28–30 см, ×200;

- 7 — вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28—30 см, ×200;
8 — вид сбоку, обр. 329-33-2, 28—30 см, ×220.

Т а б л и ц а VI

1—3. *Acarinina intermedia* Subbotina

- 1 — вид со спиральной стороны, обр. 329-33-4, 131—133 см, ×170;
2 — вид с пупочной стороны, обр. 329-33-4, 131—133 см, ×160;
3 — вид сбоку, обр. 329-33-4, 131—133 см, ×180.

4—7. *Acarinina subintermedia* Khalilov

- 4 — вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 120—122 см, ×160;
5, 6 — вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 120—122 см, ×160;
7 — вид сбоку, обр. 329-33-2, 120—122 см, ×160.

8. *Globorotalia aequa* Cushman and Renz

- Вид с пупочной стороны, обр. 329-32-4, 124—126 см, ×240.

Т а б л и ц а VII

1—3. *Globorotalia imitata* Subbotina

- 1 — вид со спиральной стороны, обр. 329-33-2, 28—30 см, ×140;
2 — вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28—30 см, ×160;
3 — вид сбоку, обр. 329-33-2, 28—30 см, ×230.

4—6. *Globorotalia perclara* Loeblich and Tappan

- 4 — вид со спиральной стороны, обр. 329-33-4, 131—133, ×200;
5 — вид с пупочной стороны, обр. 329-33-4, 131—133 см, ×200;
6 — вид сбоку, обр. 329-33-4, 131—133 см, ×220.

7—9. *Globorotalia aff. pseudomenardii* Bolli

- Вид с пупочной стороны, обр. 329-33-2, 28—30 см, ×250.

Т а б л и ц а VIII

1—3. *Globigerina boweri* Bolli (форма А)

- 1 — вид со спиральной стороны, обр. 512-19-1, 18—20 см, ×150;
2 — вид с пупочной стороны, обр. 512-19-1, 18—20 см, ×150;
3 — вид сбоку, обр. 512-19-1, 18—20 см, ×150.

4—6. *Globigerina boweri* Bolli (форма Б)

- 4 — вид со спиральной стороны, обр. 512-18-3, 50—52 см, ×170;
5 — вид сбоку, обр. 512-18-3, 50—52 см, ×180;
6 — вид с пупочной стороны, обр. 512-18-3, 50—52 см, ×170.

7—9. *Globigerina angiporoides minima* Jenkins

- 7 — вид со спиральной стороны, обр. 512-19-1, 18—20 см, ×200;
8 — вид с пупочной стороны, обр. 512-19-1, 18—20 см, ×150;
9 — вид сбоку, обр. 512-19-1, 18—20 см, ×170

Т а б л и ц а IX

1—4. *Globigerina frontosa* Subbotina

- 1 — вид со спиральной стороны, обр. 512-12-3, 12—14 см, ×120;
2, 3 — вид с пупочной стороны, обр. 512-12-3, 12—14 см, ×120;
4 — вид сбоку, обр. 512-12-3, 12—14 см, ×120.

5—8. *Globigerina linaperta* Finlay

- 5 — вид со спиральной стороны, обр. 512-13-3, 12—14 см, ×130;
6, 7 — вид с пупочной стороны, обр. 512-13-3, 12—14 см, ×150;
8 — вид сбоку, обр. 512-13-3, 12—14 см, ×130.

Т а б л и ц а X

1—3. *Globigerina pseudoeocaena* Subbotina

- 1 — вид со спиральной стороны, обр. 512-14-2, 80—82 см, ×120;
2 — вид с пупочной стороны, обр. 512-14-2, 80—82 см, ×120;
3 — вид сбоку, обр. 512-14-2, 80—82 см, ×150.

4—6. *Globigerina angiporoides angiporoides* Hornibrook

- 4 — вид со спиральной стороны, обр. 512-12 CC, ×100;
5 — вид с пупочной стороны, обр. 512-12 CC, ×180;
6 — вид сбоку, обр. 512-9 CC, ×7150.

7, 8. *Globigerina tripartita* Koch

- 7 — вид со спиральной стороны, обр. 511-20 CC, ×130;
8 — вид с пупочной стороны, обр. 511-20 CC, ×170.

Т а б л и ц а XI

1-3. *Globigerina* aff. *linaperta* Finlay

- 1 - вид со спиральной стороны, обр. 511-20 CC, ×150;
- 2 - вид с пупочной стороны, обр. 511-20 CC, ×150;
- 3 - вид сбоку, обр. 511-20 CC, ×150.

4, 5. *Globigerina galavisi* Bermudez

- 4 - вид со спиральной стороны, обр. 513A-32 CC, ×150;
- 5 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32 CC, ×130.

6-8. *Globigerina praebulloides* Blow

- 6 - вид со спиральной стороны, обр. 511-12 CC, ×120;
- 7 - вид с пупочной стороны, обр. 511-12 CC, ×140;
- 8 - вид сбоку, обр. 511-12 CC, ×180.

Т а б л и ц а XII

1-3. *Globigerina prasaepis* Blow

- 1 - вид со спиральной стороны, обр. 511-15-1, 20-22 см, ×180;
- 2 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×200;
- 3 - вид сбоку, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×150.

4-6. *Globigerina officinalis* Subbotina

- 4 - вид со спиральной стороны, обр. 511-15-1, 20-22 см, ×200;
- 5 - вид с пупочной стороны, обр. 511-15-1, 20-22 см, ×200;
- 6 - вид сбоку, обр. 511-15-1, 20-22 см, ×200.

7, 8. *Globigerina labiacrassata* Jenkins

- 7 - вид со спиральной стороны, обр. 511-17-1, 90-92 см, ×200;
- 8 - вид с пупочной стороны, обр. 511-17-1, 90-92 см, ×150.

Т а б л и ц а XIII

1, 2. *Globigerina labiacrassata* Jenkins

- 1 - вид со спиральной стороны, обр. 511-17-1, 90-92 см, ×150;
- 2 - вид с пупочной стороны, обр. 511-17-1, 90-92 см, ×150.

3-6. *Globigerina senilis* Bandy

- 3 - вид со спиральной стороны, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×100;
- 4 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×120;
- 5 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×150;
- 6 - вид сбоку, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×120.

7, 8. *Globigerina ouachitaensis* Howe and Wallace

- Вид со спиральной стороны обр. 511-11 CC, ×220.

Т а б л и ц а XIV

1, 2. *Globigerinita pera* (Todd)

- 1 - вид со спиральной стороны, обр. 511-20 CC, ×160;
- 2 - вид с пупочной стороны, обр. 511-20 CC, ×180.

3-6. *Globigerinita martini* Blow and Banner

- 3 - вид со спиральной стороны, обр. 513A-32-2, 110-112 см, ×150;
- 4 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32-2, 110-112 см, ×180;
- 5 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32-2, 110-112 см, ×500;
- 6 - вид сбоку, обр. 513A-32-2, 110-112 см, ×160.

7, 8. *Globigerinita unicava* (Bolli, Loeblich and Tappan)

- 7 - вид со спиральной стороны, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×150;
- 8 - вид с пупочной стороны, обр. 513A-32-1, 110-112 см, ×130.

Т а б л и ц а XV

1-4. *Globigerapsis index* (Finlay)

- 1 - вид со спиральной стороны, обр. 511-18 CC, ×120;
- 2, 3 - вид с пупочной стороны, обр. 512-18-3, 20-22 см, ×120;
- 4 - вид с пупочной стороны, обр. 511-18 CC, ×150.

5. *Globigerapsis* aff. *tropicalis* Blow and Banner

- Вид со спиральной стороны, обр. 511-18 CC, ×170.

6-8. *Globorotaloides turgidus* (Finlay)

- 6 - вид со спиральной стороны, обр. 512-13-3, 12-14 см, ×150;
- 7 - вид с пупочной стороны, обр. 512-13-3, 12-14 см, ×250;
- 8 - вид с пупочной стороны, обр. 512-13-3, 12-14 см, ×270.

Т а б л и ц а XVI

1-4. *Globorotaloides suteri* Bolli

1 - вид со спиральной стороны, обр. 511-20 CC, ×240;

2 - вид сбоку, обр. 511-20 CC, ×200;

3 - вид с пупочной стороны, обр. 511-20 CC, ×250;

4 - вид с пупочной стороны, обр. 511-20 CC, ×200.

5. *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina

Вид с пупочной стороны, обр. 512-19-1, 10-12 см, ×230.

6-8. *Acarinina* sp.

6 - вид со спиральной стороны, обр. 512-11 CC, ×260;

7 - вид с пупочной стороны, обр. 512-11 CC, ×200;

8 - вид сбоку, обр. 512-11 CC, ×260.

Т а б л и ц а XVII

1-3. *Acarinina bullbrookii* (Bolli)

1 - вид со спиральной стороны, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×200;

2 - вид с пупочной стороны, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×200;

3 - вид сбоку, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×200.

4-7. *Pseudogloboquadrina primitiva* (Finlay)

4 - вид со спиральной стороны, обр. 512-18-3, 50-52 см, ×180;

5, 6 - вид с пупочной стороны, обр. 512-18-3, 50-52 см, ×150;

7 - вид сбоку, обр. 512-18-3, 50-52 см, ×150.

Т а б л и ц а XVIII

1-3. *Pseudohastigerina micra* (Cole)

1 - вид сбоку, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×250;

2 - вид сбоку, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×170;

3 - вид со стороны устья, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×230.

4, 5. *Chiloguembelina cubensis* (Palmer)

4 - вид сбоку, обр. 511-18 CC, ×200;

5 - вид сбоку, обр. 511-18 CC, ×300;

6. *Hantkenina* sp.

Вид сбоку, обр. 512-18 CC, ×300.

7, 8. *Globorotalia collectea* Finlay

7 - вид со спиральной стороны, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×350;

8 - вид с пупочной стороны, обр. 512-19-1, 18-20 см, ×350.

Т а б л и ц а XIX

1-4. *Globorotalia gemma* Jenkins

1, 2 - вид со спиральной стороны, обр. 511-11 CC, ×250;

3 - вид с пупочной стороны, обр. 511-11 CC, ×250;

4 - вид сбоку, обр. 511-11 CC, ×300.

5-7. *Globorotalia munda* Jenkins

5 - вид со спиральной стороны, обр. 511-20 CC, ×300;

6 - вид с пупочной стороны, обр. 511-20 CC, ×300;

7 - вид сбоку, обр. 511-20 CC, ×300.

Т а б л и ц а XX

1-5. *Globigerina eocaena* Gumbel

1, 2 - вид со спиральной стороны, обр. 360-48-4, 100-106 см, ×100;

3, 4 - вид с пупочной стороны, обр. 360-48-4, 100-106 см, ×100;

5 - вид сбоку, обр. 360-48-4, 100-106 см, ×100.

6-8. *Globigerina senni* (Beckmann)

Вид с пупочной стороны, обр. 360-48-4, 100-106 см, ×180.

Т а б л и ц а XXI

1. *Globigerina senni* (Beckmann)

Вид сбоку, обр. 360-48-4, 100-106 см, ×180.

2-6. *Globigerina corpulenta* Subbotina

2, 3 - вид со спиральной стороны, обр. 360-36-1, 44-45 см, ×100;

4, 5 - вид с пупочной стороны, обр. 360-36-1, 44-45 см, ×100;

6 - вид сбоку, обр. 360-36-1, 44-45 см, ×110.

7. *Globigerina pseudovenezuelana* Blow and Banner

Вид со спиральной стороны, обр. 360-34-3, 130-136 см, ×100

Т а б л и ц а XXII

1-3. *Globigerina pseudovenezuelana* Blow and Banner

- 1, 2 – вид с пупочной стороны, обр. 360-34-3, 50–56 см, ×100;
3 – вид сбоку, обр. 360-34-3, 50–56 см, ×100.

4-6. *Globigerina ampliapertura* Bolli

- 4 – вид со спиральной стороны, обр. 360-34-3, 50–56 см, ×100;
5, 6 – вид с пупочной стороны, обр. 360-34-3, 50–56 см, ×120.

7. *Globigerina ciproensis* Bolli

- Вид с пупочной стороны, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×300.

Т а б л и ц а XXIII

1. *Globigerina ciproensis* Bolli

- Вид со спиральной стороны, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×250.

2-5. *Globigerina euapertura* Jenkins

- 2 – вид со спиральной стороны, обр. 360-34-1, 51–57 см, ×120;
3, 4 – вид с пупочной стороны, обр. 360-34-1, 51–57 см, ×110;
5 – вид сбоку, обр. 360-34-1, 51–57 см, ×100.

6, 7. *Globigerina bradyi* Wiesner

- Вид сбоку, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×250.

Т а б л и ц а XXIV

1, 2. *Globigerina bradyi* Wiesner

- 1 – вид с пупочной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×300;
2 – вид сбоку, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×250.

3-5. *Globigerina juvenilis* Bolli

- 3, 4 – вид с пупочной стороны, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×220;
5 – вид со спиральной стороны, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×220.

6, 7. *Globigerina venezuelana* Hedberg

- Вид с пупочной стороны, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×100.

Т а б л и ц а XXV

1, 2. *Globigerina venezuelana* Hedberg

- 1 – вид со спиральной стороны, обр. 360-27-3, 94–100, ×100;
2 – вид сбоку, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×100.

3. *Globigerina semivera* Hornibrook

- Вид с пупочной стороны, обр. 360-30-2, 50–56 см, ×180.

4-7. *Globoquadrina praedeihiscens* Blow and Banner

- 4-6 – вид с пупочной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×100;
7 – вид сбоку, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×100.

Т а б л и ц а XXVI

1, 2. *Globigerina venezuelana* Hedberg

- 1 – вид со спиральной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×100;
2 – вид с пупочной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×100.

3-7. *Globigerinita stainforthi* (Bolli, Loeblich and Tappan)

- 3-5 – вид с пупочной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×240;
6 – вид со спиральной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×240;
7 – вид сбоку, обр. 360-27-3, 94–100 см, ×240.

Т а б л и ц а XXVII

1-3. *Globigerapsis tropicalis* Blow and Banner

- Общий вид, обр. 360-36-4, 115–121 см, ×100.

4-7. *Globigerinatheka barri* Bronnimann

- Общий вид, обр. 360-36-4, 115–121 см, ×100.

Т а б л и ц а XXVIII

1-4. *Acarinina triplex* Subbötina

- 1, 2 – вид с пупочной стороны, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×110;
3 – вид со спиральной стороны, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×130;
4 – вид сбоку, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×130.

5-8. *Acarinina bullbrookii* (Bolli)

- 5, 6 – вид с пупочной стороны, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×200;

- 7 – вид со спиральной стороны, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×200;
8 – вид сбоку, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×200.

Т а б л и ц а XXIX

1–4. *Acarinina rotundimarginata* Subbotina

- 1 – вид с пупочной стороны, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×120;
2, 3 – вид со спиральной стороны, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×160;
4 – вид сбоку, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×150.

5, 6. *Globorotalia permicra* Blow and Banner

- 5 – вид с пупочной стороны, обр. 360-34-3, 50–56 см, ×370;
6 – вид с пупочной стороны, обр. 360-34-3, 50–56 см, ×450.

7. *Globorotalia* sp.

- Вид со спиральной стороны, обр. 360-31-6, 120–126 см, ×120.

Т а б л и ц а XXX

1–3. *Globorotalia* sp.

- Вид с пупочной стороны, обр. 360-31-6, 120–126 см, ×120.

4–8. *Globorotalia nana* Bolli

- 4 – вид со спиральной стороны, обр. 360-30-3, 106–112 см, ×200;
5, 6 – вид с пупочной стороны, обр. 360-30-3, 106–112 см, ×200;
7, 8 – вид сбоку, обр. 360-30-3, 106–112 см, ×200.

Т а б л и ц а XXXI

1–5. *Globorotalia opima* Bolli

- 1, 2 – вид со спиральной стороны, обр. 360-30-3, 106–112 см, ×200;
3, 4 – вид с пупочной стороны, обр. 360-30-3, 106–112 см, ×200;
5 – вид сбоку, обр. 360-30-3, 106–112 см, ×200.

6, 7. *Globorotalia kugleri* Bolli

- 6 – вид со спиральной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×100;
7 – вид с пупочной стороны, обр. 360-27-2, 20–26 см, ×100.

Т а б л и ц а XXXII

1–3. *Globorotalia pseudocontinosa* Jenkins

- 1 – вид с пупочной стороны, обр. 360-30-2, 50–56 см, ×130;
2 – вид сбоку, обр. 360-30-2, 50–56 см, ×170;
3 – вид со спиральной стороны, обр. 360-30-2, 50–56 см, ×130.

4–8. *Hantkenina alabamensis* Cushman

- Вид сбоку, обр. 360-45-5, 54–60 см, ×80.

9. *Hantkenina longispina* Cushman

- Вид сбоку, обр. 360-48-4, 100–106 см, ×80.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Региональная стратиграфия кайнозойских отложений в высоких широтах южного полушария	6
Атлантический океан	8
Юго-западная часть Атлантического океана	8
Фолклендское плато, Аргентинская и Внешняя Мальвинская впадины	9
Палеоген	17
Палеоцен	17
Эоцен	18
Олигоцен	24
Неоген	27
Миоцен	27
Плиоцен	30
Четвертичные отложения	33
Возвышенность Риу-Гранди и плато Сан-Паулу	34
Палеоген	34
Неоген	39
Четвертичные отложения	43
Юго-восточная часть Атлантического океана	44
Капская впадина	45
Палеоген	45
Неоген	51
Китовый хребет	54
Палеоген	56
Неоген	63
Четвертичные отложения	70
Индийский океан	71
Юго-западная часть Индийского океана	71
Палеоген	73
Неоген	77
Четвертичные отложения	81
Юго-восточная часть Индийского океана	82
Палеоген	83
Неоген	88
Четвертичные отложения	93
Тихий океан	93
Австралийско-Новозеландский район	94
Палеоген	94
Неоген	100
Четвертичные отложения	103
Море Росса	103
Впадина Беллингаузена	106
Кайнозойские отложения смежных континентов	109
Южная Америка	109
Австралия	113
Остров Тасмания	117
Новая Зеландия	118
Общие черты стратиграфии кайнозоя Южного океана и корреляция с тепловодной областью	121
Эволюция климата и системы циркуляции водных масс в высоких широтах южного полушария	136
История геологического развития и осадконакопления в Южном океане в течение кайнозоя	159
Палеонтологическая часть	181
Заключение	185
Литература	187
Объяснения к таблицам I—XXXII	199

CONTENTS

Introduction	3
Regional stratigraphy of the Cenozoic deposits in high latitudes of the Southern Hemisphere	6
Atlantic Ocean	8
Southwestern Atlantic	8
Falkland Plateau, Argentine and Outer Malvinas Basins	9
Paleogene	17
Paleocene	17
Eocene	18
Oligocene	24
Neogene	27
Miocene	27
Pliocene	30
Quaternary	33
Rio Grande Rise and Sao Paulo Plateau	34
Paleogene	34
Neogene	39
Quaternary	43
Southeastern Atlantic	44
Cape Basin	45
Paleogene	45
Neogene	51
Walvis Ridge	54
Paleogene	56
Neogene	63
Quaternary	70
Indian Ocean	71
Southwestern Indian Ocean	71
Paleogene	73
Neogene	77
Quaternary	81
Southeastern Indian Ocean	82
Paleogene	83
Neogene	88
Quaternary	93
Pacific Ocean	93
Australian–New Zealand area	94
Paleogene	94
Neogene	100
Quaternary	103
Ross Sea	103
Bellingshausen Basin	106
Cenozoic deposits of the adjacent continents	109
South America	109
Australia	113
Tasmania	117
New Zealand	118
General features of Cenozoic stratigraphy of the Southern Ocean and correlation with warm-water area	121
Evolution of climate and water mass circulation patterns in high latitudes of the Southern Hemisphere	136
Geological history and sedimentation in the Southern Ocean during the Cenozoic	159
Paleontological part	181
Conclusion	185
References	187
Commentaries to tables I–XXXII	199

Валерий Аркадьевич Крашенинников
Иван Алексеевич Басов
СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ
ЮЖНОГО ОКЕАНА

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор И.М. Ерофеева
Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технический редактор Г.И. Астахова
Корректор Р.Г. Ухина

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 31375

Подписано к печати 24.04.86. Т—03570
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печл. 16,9+3,8 вкл. Усл.кр.-отт. 21,0. Уч.-изд.л. 24,1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 283
Цена 3 р. 60 к.

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"**
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 60 к.