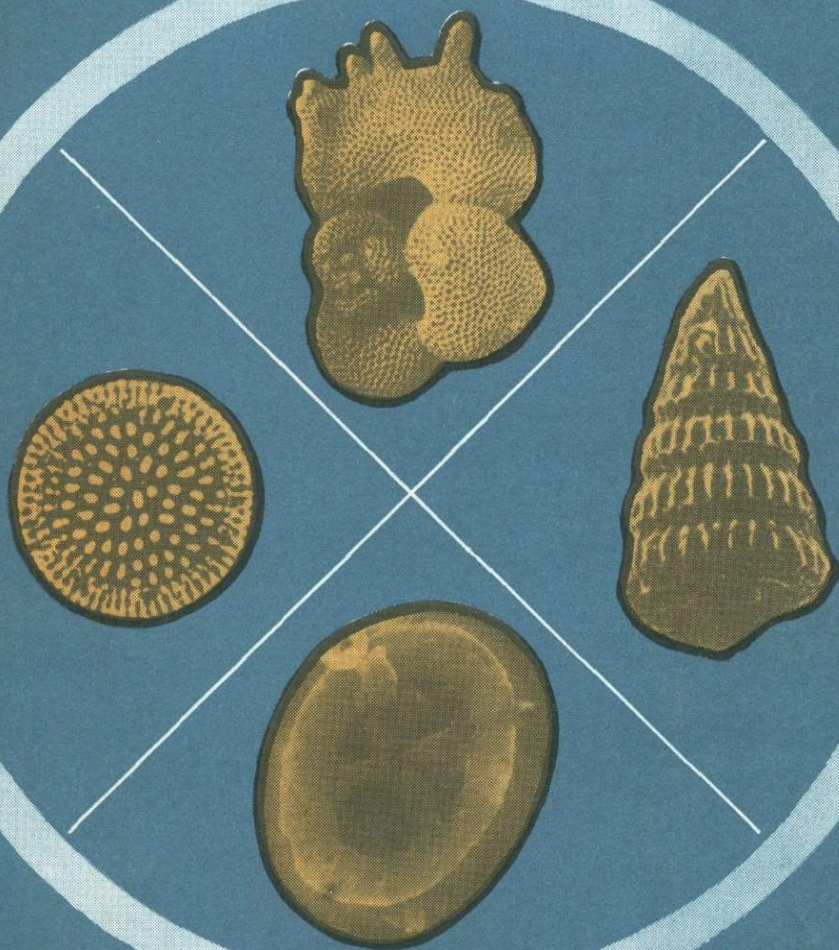


Морская стратиграфия и микропалеонтология



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА

Морская стратиграфия и микропалеонтология

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук *В.А. Крашенинников*,
кандидат географических наук *И.А. Басов*



МОСКВА "НАУКА"

1988



5008

Морская стратиграфия и микропалеонтология. — М.: Наука, 1988. — 183 с. — ISBN 5-02-002062-1

В сборник включены статьи по стратиграфии и микропалеонтологии верхнемезозойских и кайнозойских отложений и геологической истории Атлантического и Тихого океанов. Рассматривается распространение в осадках планктонных и бентосных фораминифер, кокколитов, кальцисферулид, радиолярий, диатомей и спорово-пыльцевых комплексов. Ряд статей посвящен экологии современных фораминифер.

Рецензенты:

М.Я. Серова, Г.Х. Казарина

М $\frac{1904040000-211}{042(02)-88}$ 195-88—III

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002062-1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Биостратиграфические и микропалеонтологические исследования в Мировом океане в настоящее время отличаются двумя важными особенностями. Во-первых, с началом глубоководного бурения они приобрели всеобъемлющий характер и включают изучение не только вопросов экологии и биогеографии микроорганизмов в современных и молодых осадках, но и вопросы их распространения в более древних мезозойских и кайнозойских отложениях осадочного чехла океанов как в низко-, так и высокоширотных районах. Во-вторых, эти исследования проводятся комплексно, изучаются практически все группы планктонных и бентосных микроорганизмов, встречающихся в морских и океанических осадках (планктонные и бентосные фораминиферы, кокколитофориды, радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты, динофлагелляты, кальцисферулиды, споры и пыльца и другие). Комплексное изучение различных групп фауны и флоры не только повышает надежность стратиграфических и биогеографических построений, но способствует и всестороннему восстановлению на актуалистической основе палеогеографических, палеоокеанологических и палеоклиматических условий в тех или иных районах и их эволюции во времени.

В последние годы на первый план выдвинулась проблема создания универсальных стратиграфических шкал по различным группам известковых и кремневых планктонных микроорганизмов и корреляции с их помощью одновозрастных отложений низко- и высокоширотных областей Земли, а также надежного сопоставления этих шкал между собой.

Координация усилий советских специалистов по решению на комплексной основе этих и других вопросов стратиграфии и микропалеонтологии морских и океанических осадков осуществляется Рабочей группой "Стратиграфия" Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана в рамках проекта "Седимент". Она включает в себя организацию разного уровня и масштаба конференций и школ и публикацию результатов исследований, обсуждавшихся на научных совещаниях.

В настоящий сборник вошли статьи, посвященные стратиграфии и микропалеонтологии осадочного чехла Мирового океана. В них рассматриваются экологические, биогеографические и стратиграфические аспекты распространения различных групп микроорганизмов и спорово-пыльцевых комплексов в верхнемезозойских и кайнозойских отложениях различных районов Атлантического и Тихого океанов. Результаты этих исследований обсуждались на конференциях и школах в Киеве (1981 г.), Ленинграде (1982 г.), Ухте (1983 г.), Одессе (1984-1985 гг.), Москве (1986 г.), проводившихся по проекту "Седимент".

Детальная стратиграфия меловых и кайнозойских отложений высоких широт Южной Атлантики с использованием планктонных и бентосных фораминифер, корреляция их с одновозрастными образованиями тепловодной области и геологическая история этого региона рассматриваются в статье В.А.Крашенинникова и И.А.Басова. Раннему этапу развития Южной Атлантики посвящена также статья И.З.Котовой, в которой изложены результаты палинологических исследований нижнемеловых отложений Фолклендского плато и Капской впадины. Зональное расчленение палеогеновых отложений Приантарктического района по диатомеям приведено в статье Н.И.Стрельниковой.

Стратификации верхнекайнозойских (плиоцен-четвертичных) осадков и выяснению условий палеосреды посвящены работы М.С.Бараша и О.Б.Дмитренко. Для решения указанных задач используются различные группы планктона (фораминиферы, наннопланктон).

В статьях Н.В.Беляевой, И.И.Бурмистровой и Т.А.Хусид анализируется распределение планктонных и бентосных фораминифер в современных осадках Тихого и Атлантического океанов. Эти работы имеют методологическое значение, они позволяют расшифровать биомические условия геологического прошлого.

В.С.Вишневской описываются новые представители радиолярий Альпийской области, обнаруживающие большое сходство с мезозойскими радиоляриями океанов.

Результаты изучения стратиграфического распространения радиолярий в молодых, неоген-четвертичных осадках глубоководных впадин Тихого и Атлантического океанов излагаются в статьях И.Е.Левыкиной и С.Б.Кругликовой.

В данной книге приводится много новых сведений, касающихся стратиграфии и геологической истории океанов, и, несомненно, она будет полезна для широкого круга морских геологов и микропалеонтологов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛАСТИ ВЫСОКИХ ШИРОТ
ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

В. А. Крашенинников, И. А. Басов

Позднемезозойская и кайнозойская геологическая история Земли, ее океанологическая и климатическая эволюция не могут быть до конца поняты без анализа различных геологических данных, полученных в высоких широтах южного полушария. Это обусловлено тем, что геологические процессы, протекавшие в Южном океане на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя, оказывали влияние на ход эволюции всей планеты.

Ключом к расшифровке геологической истории является стратиграфическая шкала, которая позволяет датировать во времени последовательность важнейших событий, а также коррелировать их в пространстве. В настоящее время мы располагаем детальными и достаточно надежными стратиграфическими шкалами, разработанными по различным группам планктонных микроорганизмов, которые широко используются для расчленения и корреляции меловых и кайнозойских отложений тропической-субтропической области. Однако применение низкоширотных шкал, основанных на распространении планктонных фораминифер и известкового наннопланктона, в высоких широтах сталкивается с большими трудностями, так как эти группы организмов здесь теряют свою стратиграфическую разрешаемость. Трудности становятся еще более очевидными из-за тенденции похолодания, наметившейся в позднем мелу, и возрастания в течение кайнозоя температурного градиента между высокими и низкими широтами. Последнее привело к сокращению ареалов многих термофильных видов известкового планктона, особенно заметному начиная с середины кайнозоя, когда комплексы карбонатных планктонных организмов в высоких широтах южного полушария приобретают определенные черты провинциализма, проявляющегося в их низком видовом разнообразии, доминировании холодноводных форм и в присутствии ряда эндемичных видов. В результате зональные био-стратиграфические схемы, разработанные по планктонным фораминиферам и наннопланктону для кайнозоя некоторых высокоширотных районов южного полушария, в частности Новой Зеландии, будучи довольно детальными, имеют региональный характер и их применимость для межрегиональных корреляций остается пока дискуссионной.

Проблема детального расчленения отложений мезозоя и кайнозоя высоких широт южного полушария важна для восстановления последовательности различных геологических процессов и событий, имевших место в этом регионе, и их корреляции. На протяжении позднего мезозоя и кайнозоя в Южном океане произошли многие тектонические, океанологические и климатические события, последствия которых обнаруживаются

далеко за его пределами, а многие из них имели глобальный характер. Расшифровка этих событий в исторической последовательности с точной временной привязкой позволяет приблизиться к пониманию природы и эволюции океанических бассейнов.

Последнее обстоятельство объясняет тот повышенный интерес, который геологи проявляют к Южной Атлантике в последние десятилетия. В самом деле, в разрезе осадочного чехла этого региона запечатлена длительная и драматичная история не только южноатлантического бассейна, но и всего Южного океана, включая раскол суперматерика Гондваны и последующее раздвижение континентальных блоков, существование на ранних стадиях развития океана анаэробных условий и накопление специфических черных глин, возникновение и становление Циркумантарктического течения, приведшее к термальной изоляции Антарктиды, ее оледенению и прогрессирующему глобальному похолоданию.

Различным аспектам геологической истории Южноатлантического бассейна посвящено немало геологических и геофизических исследований. Многие из них касаются исключительно тектоники и структуры фундамента и осадочного чехла Южной Атлантики, особенно ее западной части (Ewing et al., 1971; Ludwig et al., 1968, 1978; Barker, 1970; Ladd et al., 1973; Larson, Ladd, 1973; La Brecque, Rabinowitz, 1977; Ludwig, Rabinowitz, 1980; Ludwig, 1983).

В ряде работ рассматриваются вопросы эволюции осадконакопления в высоких широтах этого региона (Le Pichon et al., 1971; Thompson, 1977; Andel van et al., 1977; Melguen, 1978; и др.). Детальные исследования истории осадконакопления и эрозионных явлений в Южной Атлантике в позднем кайнозое и влияния на эти процессы гидрологической эволюции бассейна проведены П.Цизильским с соавторами (Ciesielski, Wise, 1977; Ciesielski et al., 1977; Ciesielski et al., 1982; Ledbetter, Ciesielski, 1982; Ciesielski, Weaver, 1983).

До начала глубоководного бурения в Южной Атлантике вся геологическая информация ограничивалась данными геофизических исследований и результатами изучения образцов осадков, полученных при драгировании и грунтовыми трубками. Впервые осадочный чехол этого региона был вскрыт скважинами в 36-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" в Юго-Западной Атлантике (Barker et al., 1977) и в 40-м рейсе в Капской впадине (Bolli et al., 1978). Это дало возможность восстановить последовательность позднемезозойских и кайнозойских геологических событий. Однако бурение в этих рейсах проводилось с эпизодическим отбором керна, и многие проблемы геологической истории высокоширотной части Южной Атлантики оставались нерешенными.

В 71-м рейсе, в котором авторы принимали непосредственное участие, бурение сопровождалось непрерывным отбором керна, а в двух скважинах - с применением гидравлического керноотборника, позволяющего получать сплошной нарушенный керн. В результате в пределах Фолклендского плато (скв.511, 512) и Аргентинской впадины (скв.513, 514) впервые был получен хорошо документированный разрез верх-

немезозойских и кайнозойских осадков, который пока является самым полным для высоких широт Южной Атлантики и Южного океана в целом.

Всего в Юго-Западной Атлантике пробурено восемь скважин: пять из них (скв.327, 329, 330, 511, 512) в восточной части Фолклендского плато (банка Мориса Юинга), две (скв.513, 514) - в юго-восточной части Аргентинской впадины и одна (скв.328) - во Внешней Мальвинской впадине. Две скважины (360, 361) пробурены в юго-восточной части Атлантического океана - в Капской впадине (рис.1).

Наиболее важная информация с точки зрения восстановления геологической истории Южной Атлантики, в том числе ее самых ранних этапов, получена при бурении и опробовании грунтовыми трубками на Фолклендском плато. Значение ее обусловлено тем положением, которое плато занимало на протяжении всей истории развития этого бассейна. В течение мела и кайнозоя оно располагалось на относительно небольших глубинах и находилось на стыке холодного и теплого течений, а начиная со второй половины кайнозоя - вблизи зоны антарктической конвергенции. В результате в пределах плато накопилась мощная толща осадков, в которой отражена последовательная смена характера осадконакопления от мелководного терригенного и карбонатного до относительно глубоководного пелагического - вначале карбонатного, затем смешанного кремнисто-карбонатного и, наконец, кремнистого. Отложения характеризуются остатками разнообразных нектонных, бентосных и планктонных (карбонатных и кремнистых) организмов, а также спорово-пыльцевыми комплексами. Их стратиграфическая роль меняется с возрастом осадков и в зависимости от фациального типа осадков.

Материалом для настоящей статьи послужили результаты изучения видового состава, экологического и стратиграфического распространения планктонных и бентосных фораминифер в меловых и кайнозойских осадках и кальцисферулид в меловых отложениях. Планктонные фораминиферы, которые наравне с известковым наннопланктоном служат основой при стратиграфических исследованиях, на Фолклендском плато в значительном количестве встречаются лишь в меловых и нижнекайнозойских отложениях, поэтому позднемезозойскому-раннекайнозойскому периоду развития Южной Атлантики мы уделяем основное внимание. Начиная со второй половины кайнозоя в связи со сменой характера осадконакопления в высоких широтах Южного океана ведущая роль при расчленении осадков постепенно переходит к кремнистым микроорганизмам, которые изучались другими исследователями (Gombos, 1977; Busen, Wise, 1977; Ciesielski, 1983; Gombos, Ciesielski, 1983; Shaw, Ciesielski, 1983; Weaver, 1983). По этой причине характеристика позднекайнозойской истории региона дается в краткой форме. Хотя планктонные фораминиферы в верхнекайнозойских отложениях встречаются редко и в обедненном составе и не играют существенной роли при датировке и расчленении осадков, они являются важным вспомогательным средством при экологических интерпретациях, так как дополняют информацию, полученную при изучении кремневого микропланктона.

Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Южной Атлантики. Бурение на Фолклендском плато и в Аргентинской впадине в 71-м рейсе б/с "Гломар Челленджер", проводившееся с учетом материалов 36-го рейса и непрерывным отбором керна, позволило получить практически полный разрез верхнемезозойских (начиная с верхней юры) - кайнозойских осадков, который может служить в качестве эталонного для высоких широт южного полушария. Комплексное изучение различных групп органических остатков обеспечило расчленение отложений (с разной степенью детальности) и в большинстве случаев надежное обоснование границ между стратиграфическими подразделениями, которые в скв. 512 и 514 контролируются палеомагнитными данными.

В Юго-Западной Атлантике установлено присутствие средне(?) - верхнеюрских, нижнемеловых, верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. В силу естественных (наличие перерывов, плохая палеонтологическая характеристика) и искусственных (пропуски при отборе керна) причин отложения некоторых стратиграфических интервалов либо не встречены в разрезе, либо развиты в сокращенном объеме (рис. 2, 3).

Сводный разрез мезозойских и кайнозойских отложений Юго-Западной Атлантики может быть представлен в следующем виде.

Средняя юра (?) - базальные слои верхней юры. Наиболее древними осадочными образованиями являются желтовато-коричневые литифицированные песчаные алевролиты и плохо сортированные песчаники с прослоями лигнитов неморского происхождения и многочисленными фрагментами древесины и растительными остатками. Эти отложения мощностью около 2 м вскрыты на западном склоне банки Мориса Юинга (скв. 330), где они залегают на неровной поверхности докембрийского кристаллического фундамента, сложенного гранитами и гнейсами. Средне(?) - позднеюрский возраст принят на том основании, что они без видимого несогласия перекрыты верхнеюрскими осадками.

Верхняя юра. Отложения верхней юры вскрыты скв. 330 и 511 и представлены в нижней части желтовато-коричневыми и оливково-серыми алевролитами с редкими прослоями известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу, а в верхней части - чередующимися черными массивными, часто тонкослоистыми сапропелевыми алевролитами и аргиллитами, известковистыми в отдельных слоях, содержание карбоната кальция в которых достигает 35%. В основании толщи залегают слои (мощность 20 см) серого хорошо сортированного аркозового песчаника. Изредка присутствуют маломощные (в несколько сантиметров) прослои с цеолитом и пиритом. Отложения обогащены органическим веществом и терригенным материалом, количество и размерность которого уменьшается вверх по разрезу. В этом же направлении происходит постепенное замещение гумусового органического вещества сапропелевым. Концентрация $C_{орг}$ в верхней части толщи достигает 4-5,4%; отдельные прослои насыщены летучими и жидкими компонентами углеводородов. Суммарная мощность около 250 м.

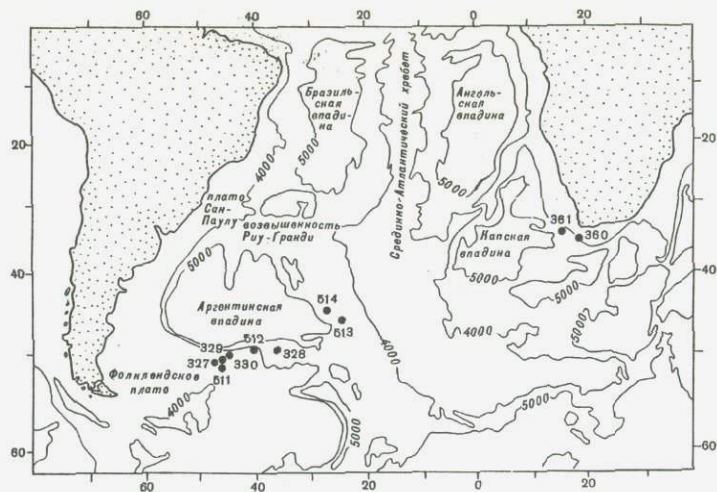
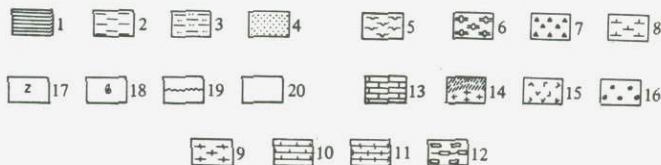
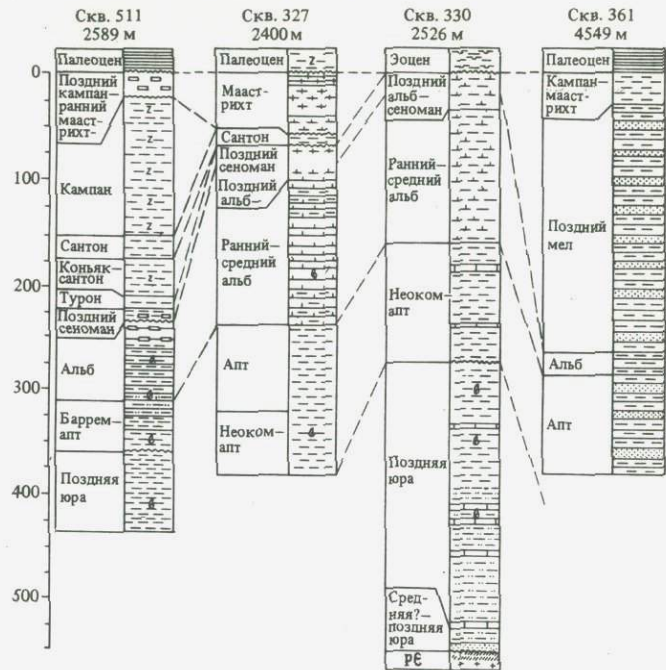


Рис. 1. Расположение и номера скважин глубоководного бурения в высоких широтах Южной Атлантики

Рис. 2. Литология и корреляция верхнемезозойских отложений Фолклендского плато /скв. 511, 327, 330/ и Капской впадины /скв. 361/

1 - пелагические глины; 2 - глина и аргиллит; 3 - терригенный ил и алевролит; 4 - пески и песчаники; 5 - диатомовый ил; 6 - радиоляриево-диатомовый ил; 7 - кремни; 8 - наннопланктонный ил; 9 - наннофораминиферовый ил; 10 - наннопланктонный писчий мел; 11 - наннофораминиферовый писчий мел; 12 - микритовый ил и писчий мел; 13 - известняк; 14 - гранито-гнейсовый фундамент; 15 - базальтовый фундамент; 16 - материал ледового разноса; 17 - цеолиты; 18 - остатки макрофауны; 19 перерыв в осадконакоплении; 20 - пропуски в отборе керна



По всему разрезу встречаются наннопланктон, разнообразные макрофаунистические остатки (аммониты, белемниты, бухииды, иноцерамы), динофлагелляты, споры и пыльца. В ассоциации наннопланктона преобладают *Watznaueria britannica*, *Zeugrhabdodus erectus/noeli*, *Polypodorhabdus escailgi*, *Stephanolithion bigoti* (Wise, 1983). Совместное нахождение последнего с редкими *S. hexum* при отсутствии *Vekshinella stradneri* позволяет датировать нижнюю часть отложений келловеем-ранним оксфордом (зона *Stephanolithion hexum*). Однако макрофауна не подтверждает этой датировки. Белемниты (*Belemnopsis aff. keari*, *B. aff. orientalis*, *B. aff. spathi*) и бухииды (*Malayomaorica sp.*, *Jeletzkiella falklandensis*) определяют их возраст как оксфордский(?)—позднекимериджский (Jeletzky, 1983).

Верхние слои этой толщи коррелируются по наннопланктону с зонами *Stephanolithion bigoti* (подзона *Cyclagelosphaera margereli*) и *Vekshinella stradneri* (Wise, Wind, 1977; Wise, 1983) (оксфорд-нижний титон). Несколько иной возраст дают макрофаунистические и спорово-пыльцевые комплексы. Различные моллюски позволяют отнести эти отложения к среднему кимериджу-среднему титону (Jeletzky, 1983), либо оксфорду-кимериджу (Johnes, Plafker, 1977). Споры и пыльца определяют их возраст как оксфорд-кимериджский (Harris, 1977; Hedlund, Beju, 1977) или титонский (Kotova, 1983).

Граница верхней юры и нижнего мела на Фолклендском плато совпадает со стратиграфическим перерывом, который охватывает скорее всего верхний титон-низы мела. Несмотря на значительную продолжительность этого перерыва, в разрезе он никак не выражен.

Нижнемеловые отложения, вскрытые скв.327, 330, 511, включают неоком-аптские, аптские и альбские слои. Отложения неокома-апта мощностью около 115 м представлены главным образом черными глинистыми сланцами с высоким содержанием органического вещества. Альб сложен переслаивающимися пестроцветными, часто красновато-коричневыми и зеленоватыми, плотными наннопланктонными алевролитами, цеолитовыми глинами и писчим мелом со следами интенсивной биотурбации. Некоторые прослои обогащены призмами иноцерамов и фрагментами раковин бухиид. По всему разрезу присутствуют планктонные и бентосные фораминиферы и известковый наннопланктон. Мощность альбских отложений около 150 м в скв.327, 330 и около 80 м в скв.511.

Неоком-апт. Установлен по присутствию обедненных планктонных фораминифер и наннопланктона и относительно разнообразных макрофаунистических и спорово-пыльцевых комплексов. Все эти группы организмов указывают на близкий возраст: баррем-аптский - планктонные фораминиферы *Nedbergella sigali*, *N. similis*, *N. infracretacea*, *Globigerinelloides ferreolensis* (Krashennnikov, Vasov, 1983c) и наннопланктон (Wise, 1983); позднебарремский-раннеаптский - бухииды и белемниты (Jeletzky, 1983); неоком-аптский - динофлагелляты (Harris, 1977) и готерив-аптский - споры и пыльца (Kotova, 1983).

Апт. Определяется довольно бедной ассоциацией кокколи-тофорид, которые коррелируют осадки с нижеаптской зоной

Chiastozygus litterarius-*Micrantholithus hoschulzi* и верхнеаптской зоной *Parhabdolithus angustus* (Wind, Wise, 1983; Wise, 1983). Верхнеаптские слои содержат также редкие и плохой сохранности аммониты - *Epiheloniceras* sp., *Aconeseras* sp., *Australiceras* sp. (Jeletsky, 1983).

Альб. Содержит обильные планктонные и бентосные фораминиферы и наннопланктон, которые позволяют выделить базальные, ниже-среднеальбские и верхнеальбские слои (Krashennikov, Basov, 1983c). Базальные слои установлены по появлению *Ticinella roberti*, сопровождаемой *T. aff. primula*, *Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *H. trocoidea*, *Globigerinellinoides gyroidinaeformis* (зона *Ticinella roberti*). Ранне-среднеальбский интервал характеризуется ассоциацией хедбергелл - *Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. delrioensis*, *H. trocoidea*, *H. planispira*, *H. amabilis*, *H. brittonensis*. Разнообразный наннопланктон также ограничивает возраст отложений ранне-среднеальбской зоной *Praediscosphaera cretacea* (Wise, 1983). В верхних слоях альбского разреза совместно с хедбергеллами присутствуют редкие экземпляры *Ticinella raynaudi*, типичные для позднего альба. Здесь же встречен наннопланктон верхнеальбской зоны *Eiffellithus turriseiffeli* (Wise, 1983).

В отложениях альба заключен богатый комплекс агглютинированных и секреторных бентосных фораминифер (роды *Dorothyia*, *Gaudryina*, *Clavulina*, *Uvigerinamina*, *Spirillina*, *Tibrachia*, *Lingulina*, *Gyroidinoides*, *Osangularia*, *Conorboides*, *Anomalinoides*, *Patellina*, *Patellinella*, *Pleurostomella*, *Pseudobolivina*, многочисленные лагениды, полиморфиниды и более редкие миллиолиты и булиминиды), который широко распространен в альбских отложениях Австралийной биогеопровинции (Scheibnerova, 1972, 1974, 1978; Lambert, Scheibnerova, 1972; Sliter, 1977; Basov, Krashennikov, 1983) и характеризует мелководные (шельф-верхняя часть склона) условия осадконакопления. В нижнем альбе впервые появляются кальцисферулиты, представленные видом *Pithonella loriscata*. Верхнеальбские отложения содержат их более разнообразную ассоциацию, состоящую из *P. thayeri*, *P. sheilasantawae*, *P. miniaperta*, *P. squamosa* (Krashennikov, Basov, 1983b).

Суммарная мощность нижнемеловых отложений составляет приблизительно 400 м.

Верхнемеловые отложения (скв. 327, 511) представлены преимущественно пестроцветными пелагическими, часто цеолитовыми глинами с прослоями известковистых наннопланктонных фораминиферовых илов и глин и отмечены слабой до интенсивной биотурбацией типа *Chondrites*, *Zoophicos*, *Planolites*. В нижней части толщи присутствуют тонкие прослои и прожилки пирита и конкреции кремней. Верхняя часть толщи (верхний кампан-нижний маастрихт) сложена белыми и светло-серыми чистыми известковистыми фораминиферовыми и наннофораминиферовыми илами с тонкими прослоями цеолитовых фораминиферовых илов и редкими кремневыми нодулями и дисперсным глауконитом.

Максимальная мощность этих отложений (235 м) наблюда-

ется в скв. 511. В близко расположенной скв. 327 в связи с низкой скоростью осадконакопления и выпадения из разреза в результате эрозии некоторых стратиграфических интервалов она уменьшается до 90 м. По всему разрезу верхнемеловые отложения содержат разнообразные планктонные и бентосные фораминиферы, известковый наннопланктон и кальцисферулиды, которые позволяют выделить в их составе сеноманский, туронский, коньяк-сантонский, сантонский, кампанский и верхнекампанский-нижнемаастрихтский интервалы.

Сеноман. В этом интервале различаются нижний сеноман, где наряду с *Hedbergella delrioensis*, *H. amabilis*, *H. infracretacea*, *H. planispira*, *H. portsdownensis*, *H. praehelvetica* присутствуют *Praeglobotruncana delrioensis*, *Schackoina senomana*; средний сеноман с *Rotalipora reicheli* и перечисленными выше видами, верхний сеноман, в котором появляются редкие *Praeglobotruncana turbinata* и *Heterohelix* sp.

Турон. В составе турона выделяются нижний подъярус с *Praeglobotruncana* aff. *oraviensis*, встреченной совместно с *Hedbergella bornholmensis*, *H. holzli*, *H. planispira*, *Schackoina senomana*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, и верхний подъярус, в котором среди *Globotruncanella inornata*, *Schackoina senomana*, *Hedbergella* aff. *agalarovae*, *H. bornholmensis*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi* появляются редкие мелкие экземпляры двухжилевой *Globotruncana lapparenti*.

Коньяк-сантон. Нерасчлененный коньяк-сантонский интервал установлен по широкому распространению наряду с многими видами из подстилающих отложений *Globotruncana marginata*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Whiteinella baltica*, *Hedbergella crassa*. В верхней части разреза присутствуют многочисленные своеобразные формы кальцисферулид, описанные нами как новый вид и род *Sliteria pentagonalis* (Krashennikov, Basov, 1983b).

Сантон. Определяется доминированием в комплексе фораминифер *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Whiteinella baltica*, *Globotruncanella inornata*, *Globotruncana cretacea*, *G. linnei*, *G. plummerae*, *G. bulloides*. Кальцисферулиды представлены видом *Sliteria pentagonalis*, образующим массовые скопления.

Кампан. Характеризуется самой разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер. Наиболее часто встречаются *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Hedbergella crassa*, *Globotruncana linnei*, *G. plummerae*, *G. cretacea*. В этом интервале появляются *Schackoina multispinata*, *Globigerinelloides bollii*, *G. multi-spinatus*, *Archaeoglobigerina blowi*, *Globotruncana arca*, *G. globigerinoides*, *G. coronata*, *Heterohelix rumseyensis*, *H. pulchra*. Ассоциация кальцисферулид представлена видами с веретеновидной раковиной - *Pithonella krashennikovi*, *P. usheri*, *P. cylindrica*, *P. bilamellata*.

Верхний кампан-нижний маастрихт. Этот интервал отчетливо выделяется по преобладанию в комплексе фораминифер

Rugoglobigerina pilula, *R. pustulata*, *R. rotundata*, *Hedbergella holmdelensis*, *H. monmouthensis*, *Globigerinelloides impensus*, *G. asperus*, *Heterohelix glabrans*, *H. reussi*, *H. globulosa*, присутствию редких *Planoglobulina carseyae* и практически полному отсутствию представителей *Globotruncana*. Широко распространены веретенovidные кальцисферыулыды.

Сводный разрез верхнеюрских-меловых отложений на Фолклендском плато демонстрирует последовательность наннопланктонных зон, некоторые из них являются зонами стандартной низкоширотной шкалы, другие имеют местный характер (Wise, Wind, 1977; Wise, 1983): сеноман - зона *Eiffellithus turriseiffeli*, турон - зона *Kamptnerius magnificus*, коньяк-сантон - зона *Thiersteinia ecclesiastica* и *Lithastrinus floralis*, кампан - *Marthasterites furcatus*, верхний кампан-нижний маастрихт - *Biscutum coronum*.

Кайнозойские осадки на Фолклендском плато повсеместно залегают на меловых отложениях со стратиграфическим перерывом.

Кайнозой начинается толщей зеленовато-серых и желтовато-серых бескарбонатных цеолитовых пелагических глин с глауконитом, кремневыми нодулями и вулканическим пеплом. Возраст ее определен как палеоцен - ранний эоцен.

Выше залегают преимущественно карбонатные наннопланктонные илы и писчий мел с многочисленными планктонными и бентосными фораминиферами, кокколитами, радиоляриями, диатомеями и силикофлагеллятами позднепалеоценового-олигоценового возраста на Фолклендском плато (скв. 329, 511, 512) и олигоценового возраста - в Аргентинской впадине (скв. 513).

Карбонатные отложения постепенно замещаются смешанными кремнисто-карбонатными осадками, представленными переослаиванием чистых диатомовых, радиоляриево-диатомовых и наннопланктонных илов с примесью диатомей. Количество и стратиграфическая роль карбонатных организмов уменьшается вверх по разрезу. Кремнисто-карбонатные осадки имеют среднеэоценовый-среднемиоценовый возраст в скв. 512, позднеэоценовый - в скв. 511, позднеолигоценовый-раннемиоценовый - в скв. 513 и миоценовый - в скв. 329.

Разрез кайнозоя повсеместно венчается диатомовыми и глинисто-диатомовыми илами, которые преобладают во всех скважинах (328, 329, 512, 513, 514), начиная со среднего миоцена. В плиоцен-плейстоцене эти осадки в заметном количестве содержат материал ледового разнота от песчаной до галечной размерности.

Максимальная мощность палеогеновых отложений достигает 180 м, неоген-четвертичных - 375 м.

Кайнозойские отложения охарактеризованы известковыми планктонными организмами крайне неравномерно. Если в нижней части разреза (палеоцен-нижний эоцен) видовое разнообразие и состав планктонных фораминифер (и наннопланктона) позволяют расчленять отложения на основе зональной тропической-субтропической схемы, то в средней части (средний эоцен-нижний олигоцен) ассоциация фораминифер настолько обедняется за счет исчезновения многих тепло-

водных видов, что возможно выделение только подотделов (или их частей). В позднем кайнозое исключительно обедненные планктонные фораминиферы встречаются в отдельных слоях и определяют возраст лишь в рамках отдела или подотдела. Детальное расчленение отложений второй половины кайнозоя проводится на основе местных зональных шкал по различным группам кремневого планктона, разрешающая способность которого возрастает вверх по разрезу. Детальность расчленения верхнемезозойских и кайнозойских отложений по планктонным фораминиферам, известковому наннопланктону и различным группам кремневого планктона и изменение их разрешающей способности иллюстрируются рис. 4.

За исключением отдельных прослоев кайнозойские осадки содержат разнообразную ассоциацию бентосных фораминифер, которая свидетельствует о глубоководных условиях осадко-накопления (Basov, Krasheninnikov, 1983).

Кайнозойские отложения в пределах Юго-Западной Атлантики представлены всеми основными подразделениями (Tjalsma, 1977; Krasheninnikov, Basov, 1983a; Basov et al., 1983).

Палеоцен. Достоверно установлен только верхний палеоцен с обильными *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. intermedia*, *A. esnaensis*, *A. soldadoensis*, *Globorotalia imitata*, *G. convexa*, *Globigerina velascoensis*, *G. nana*, *G. incisa*, *G. aquiensis*, *Chiloguembelina wilcoxensis*, *Heterohelix pulchra*, *H. reussi* (зона *Globorotalia velascoensis*). Нижнепалеоценовые осадки, возможно, присутствуют в составе нерасчлененного палеоцен-эоценового интервала в скв. 511, сложенного бескарбонатными пелагическими глинами и лишенного карбонатных микрофоссилий.

Эоцен. В составе этого интервала установлены: нижний эоцен (зона *Globorotalia subbotinae*), охарактеризованный *Acarinina acarinata*, *A. soldadoensis*, *A. esnaensis*, *A. pseudotopilensis*, *Globorotalia aequa*, *G. perclara*, *G. reussi*, *G. australiformis*, *G. wilcoxensis*, *G. subbotinae*, *Globigerina nana*, *G. incisa*, *G. aquiensis*; средний эоцен (зона *Globigerapsis index* новозеландской схемы) с *Globigerina boweri*, *G. angiporoides minima*, *G. linaperta*, *G. frontosa*, *G. pseudoeocaena*, *Acarinina bullbrooki*, *A. pseudotopilensis*, *Pseudogloboquadrina primitiva*, *Globigerapsis index*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra*; верхний эоцен (зоны *Globigerina linaperta* и *Globigerina brevis* новозеландской зональной шкалы), ассоциация фораминифер состоит из *Globigerina angiporoides angiporoides*, *G. aff. linaperta*, *G. tripartita*, *G. galavisi*, *Globigerapsis index*, *G. aff. tropicalis*, *Globigerinita pera*, *G. martini*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cubensis* при отсутствии представителей *Acarinina* и *Pseudogloboquadrina*.

Олигоцен. Распадается на нижний олигоцен, установленный в скв. 511 по присутствию *Globigerina angiporoides*, *G. aff. linaperta*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. prasaepis*, *Globorotalia munda*, *G. gemma*, *Globigerinita martini*, *G. unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cubensis* (зоны *Globigerina brevis* и *Globigerina angiporoides* Новой Зеландии), и верхний олигоцен с *Globigeri-*

ВОЗРАСТ		ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ	НАННОПЛАНКТОН	РАДИОЛЯРИИ	ДИАТОМОННЫЕ	СИЛИКОФЛАГЕЛЛЯТЫ				
		(Sliter, 1977; Tjalsma, 1977; Krashennikov, Basov, 1983a, c)	(Wise, Wind, 1977; Wise, 1983; Wind, Wise, 1983)	(Weaver, 1983)	(Gombos, 1977, 1983; Gombos, Ciesielski, 1983; Ciesielski, 1983)	(Busen, Wise, 1977; Shaw, Ciesielski, 1983)				
КАЙНОЗОЯ	Плейстоцен	Редкий карбонатный микропланктон (или отсутствует вообще)		Antarctissa denticulata	Coscinodiscus lentiginosus	Нет зонального расчленения				
				Stylatractus universus	C. elliptopora/A. ingens					
	Saturnalis circulus			Rhizosolenia barboi/ N. kerguelensis						
	Eucyrtidium calvertense			Coscinodiscus colbei/ Rhizosolenia barboi						
	Неоген			Плиоцен	Helotholus vema		Coscinodiscus vulnificus	Distephanus boliviensis		
							Triceraspyris coronatus	Nitzschia angulata Nitzschia reinholdi		
	Поздний миоцен			Средний миоцен	Ранний миоцен		Stichocorys peregrina	Denticulopsis hustedtii/	Mesocena diodon	
							Eucyrtidium pseudoinflatum	Denticulopsis hustedtii	M. circulus/M. diodon	
							Teocalypta bicornis spongothorax	Denticulopsis lauta		
							Actinoma tanyacantha	Nitzschia denticuloides	Mesocena circulus	
	ПАЛЕОГЕН			Поздний олигоцен	Ассоциация с Globigerina labiacrassata		Globigerina woodi	Cyclocargolithus abisectus	Coscinodiscus rhombicus	Naviculopsis biapiculata
							Reticulofenestra bisecta		Rocella gelida	
Ранний олигоцен		Globigerina braevis - Globigerina angiporoides	Chiasmolithus altus	Reticulofenestra daviesi Clausiococcus fenestratus	Theocyrtis tuberosa	Triceratium groningensis	Corbisema arkhangel'skiana			
						Rocella vigilans				
						Kozloviella minor				
						Pyxilla prolongata	Naviculopsis constricta/ C. arkhangel'skiana			
Поздний эоцен	Средний эоцен	Globigerina linaperta - Globigerina braevis	Reticulofenestra oamaruensis	Theocyrtis bromia	Coscinodiscus superbus	Naviculopsis constricta/ Dictyochea deflandrei				
					Rhizosolenia gravida					
					Brightwellia spiralis	Naviculopsis triaenosa				
					Melosira architecturalis					
					Asterolampra insignis	Mesocena occidentalis				
					Rylandsia inaequirauiata					
				Podocyrtis mitra	Нет зонального	Dictyochea grandis				
				P. mitra - P. ampla						

5008

ВОЗРАСТ		ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ	НАННОПЛАНКТОН	РАДИОЛЯРИИ	ДИАТОМОННЫЕ	СИЛИКОФЛАГЕЛЛЯТЫ	
МЕЛ	Ранний эоцен	Globorotalia subbotinae	Tribrachiatus orthostylus	Нет зонального расчленения	расчленения	Naviculopsis constricta	
	Поздний палеоцен	Globorotalia velascoensis	Discoaster multiradiatus	Heliolithus universus	H. inaequilateralis	Sceptroneis sp. A	Corbisema hastata
	Поздний	Поздний кампан - ранний мвастрихт	Ассоциация с Hedbergella, Rugoglobigerina, Heterohelix, Globigerinelloides	Biscutum coronum	Исключительно редкий кремневый микропланктон (обычно отсутствует вообще)		
		Сантон	Ассоциация с G. pseudolinneiana, G. marginata, G. cretacea, Archaeoglobigerina bosquensis	Lithastrinus floralis			
		Турон	Ассоциация с G. pseudolinneiana, Praeglobotruncana spp.	Kamptnerius magnificus			
		Альб	Rotalipora appenninica	Eiffelithus turriseiffeli			
Неоком		Ассоциация с H. sigali, H. similis, H. infracretacea, Globigerinelloides ferreolensis	Rhagodiscus angustus				
				Ранний титон-оксфорд			
Ранний оксфорд - келловей	Отсутствуют	Нет зонального расчленения					
					Vekshinella stradneri		
			Stephanolithion bigoti				

Рис. 4. Биостратиграфия верхнемезозойских и кайнозойских отложений Юго-Западной Атлантики по различным группам известковых /планктонные фораминиферы и наннопланктон/ и кремневых /радиолярии, диатомеи и силикофлагелляты/ микроорганизмов

на *labiacrassata*, *G. brazieri*, *G. prasaepis*, *Globigerinita unicava*, *G. dissimilis*, *Globorotaloides suteri*, которые коррелируют отложения с зоной *Globigerina euapertura* новозеландской стратиграфической схемы.

Миоцен. В осадках этого возраста выделены интервалы: нижнемиоценовый с *Globigerina woodi woodi*, *G. woodi connecta*, *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*, *G. glutinata*, *Globorotalia miozea*, *Globorotaloides suteri*, *G. zealandica incognita*; среднемиоценовый с редкими *Globorotalia siakensis*, *G. continuosa*, *G. scitula*, *G. zealandica*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinita uvula*; верхнемиоценовый с *Globorotalia acostaensis*, *Globigerina bulloides* и формами, близкими к *G. pachyderma*.

Плиоцен. Отложения этого возраста установлены только в Аргентинской впадине и почти лишены планктонных фораминифер. Лишь отдельные прослои содержат *Globorotalia inflata*, *G. puncticulata*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*.

Четвертичные осадки. Характеризуются низкоконическими формами *Globorotalia truncatulinoides*, встречающимися совместно с *G. inflata*, *G. scitula*, *Globigerina pachyderma*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *G. aff. iota* (зона *Globorotalia truncatulinoides*).

В Юго-Восточной Атлантике (Капская впадина) в 40-м рейсе были пробурены две скважины (360, 361). Они вскрыли относительно полный разрез меловых и кайнозойских отложений (Bolli et al., 1978).

Меловые отложения пройдены скв.361 в глубоководной части впадины. В основании разреза здесь залегает мощная (более 300 м) пачка зеленовато-серых и черных сапропелевых глин, песчаных алевролитов и песчаников, которая отнесена к апту на основании обедненного наннопланктона (зона *Chiastozugus litterarius* и нижняя часть зоны *Parhabdolithus angustus*).

Выше следует толща (около 680 м) глин, переслаивающихся с косослоистыми и параллельнослоистыми тонкозернистыми песками и единичными прослоями глинистого наннопланктонного писчего мела. Обедненная ассоциация наннопланктона из нижних слоев датирует их альбом (верхи зоны *Parhabdolithus angustus* и зона *Praediscosphaera cretacea*). Большая часть этих осадков по своему происхождению является дистальными турбидитами и содержит лишь единичный наннопланктон, который определяет возраст в рамках позднего мела. Верхние слои толщи относятся к кампану - раннему маастрихту (Proto Decima et al., 1978).

Рубеж мезозоя и кайнозоя в Капской впадине, как и на Фолклендском плато, отмечен накоплением фации растворения. Она представлена толщей (43,5 м) бескарбонатных пелагических глин с единственным прослоем наннопланктонного писчего мела. В нем встречен раннепалеоценовый наннопланктон (зона *Cruciplacolithus tenuis*) и редкие, плохой сохранности планктонные фораминиферы палеоцен-раннеэоценового возраста. Таким образом, период накопления фации растворения в Капской впадине охватывает поздний маастрихт и ранний палеоцен.

Пелагические глины вверх по разрезу сменяются толщей

карбонатных илов (мощность около 260 м) с прослоями наннопланктонного ила и пясчег мела. По кокколитофоридам она датируется поздним палеоценом-эоценом. В отдельных прослоях встречены ниже-, средне- и верхнеэоценовые ассоциации планктонных фораминифер. Точное проведение границ между подотделами и более дробное расчленение невозможно из-за плохой сохранности фауны, ее обедненного состава и редкой встречаемости.

Кайнозойские отложения, начиная со среднего эоцена, разбурены скв.360 на континентальном склоне к западу от банки Агульяс. Разрез кайнозоя мощностью 840 м сложен в основании мергелистым наннопланктонным мелом, в средней части - чистым наннопланктонным пясчим мелом, вверх по разрезу переходящим в наннопланктонные илы. В составе отложений установлены среднеэоценовый, верхнеэоценовый, нижнеолигоценый, верхнеолигоценый, ниже-, средне-, верхнемиоценовый, нижнеплиоценовый и верхнеплиоценовый интервалы.

Хотя комплекс планктонных фораминифер из кайнозойских отложений Капской впадины в значительной мере отличается от одновозрастной фауны фораминифер Фолклендского плато и Аргентинской котловины своим разнообразием и присутствием многих теплолюбивых видов, он тем не менее имеет отчетливо выраженный умеренно холодноводный характер и обнаруживает большое сходство с кайнозойскими австралийскими ассоциациями Новой Зеландии (Jenkins, 1978; Toumarkine, 1978).

В разрезе кайнозойских отложений скв.360 установлена вся последовательность среднеэоценовых-нижнеплиоценовых зон новозеландской зональной шкалы с надежным обоснованием их границ. В то же время здесь отмечено присутствие зон тропической-субтропической схемы, но провести достоверные границы между ними не всегда удается (Jenkins, 1978; Toumarkine, 1978). С подобными ограничениями применима для расчленения этих отложений и низкоширотная шкала по наннопланктону, также имеющего австралийские черты (Proto Decima et al., 1978).

Таким образом, анализ фауны планктонных фораминифер в мезозойских и кайнозойских отложениях высокоширотной части Южной Атлантики и сравнение ее с одновозрастными ассоциациями тепловодной области свидетельствуют о ее ярко выраженном своеобразии. Оно заключается в таксономическом составе фораминифер и в особенностях распространения многих видов и родов. Наиболее характерными чертами высокоширотных комплексов планктонных фораминифер являются:

- 1) низкое таксономическое разнообразие на уровне и родовом уровнях;
- 2) преобладание в их составе эвритермных "глобигериноподобных" форм (*Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Whiteinella*, *Rugoglobigerina*) и хетерохелицид в меловое время и акаринин, глобигерин и глобигеринит в кайнозое;
- 3) отсутствие или незначительная роль термофильных клубоватых форм (многих видов *Globotruncana* в мезозое и *Globorotalia* в кайнозое);
- 4) наличие в кайнозое отдельных эндемичных австралийских видов или вариантов;
- 5) присутствие наряду с меловыми родами (*Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*; *Schackoina*) и видами, стратиграфическое распространение которых одинаково в высоких и низких

широтах, видов и родов (*Ticinella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Globotruncana*, *Rugoglobigerina*), имеющих в высоких широтах сокращенный (по сравнению с тропической-субтропической областью) стратиграфический интервал. Аналогичная картина свойственна кайнозойским фораминиферам.

Эти особенности фауны планктонных фораминифер высоких широт Южной Атлантики в сочетании с отсутствием многих видов-индексов являются причиной определенных трудностей в решении региональных геологических проблем и относительно низкой стратиграфической разрешаемости данной группы микроорганизмов, которая уменьшается вверх по разрезу и при переходе в более высокие широты. В результате ни одна из существующих и успешно применяющихся в низких широтах меловых (Bolli, 1966; Hinte van, 1972) и кайнозойских (Bolli, 1957a-c; Blow, 1969) стратиграфических схем, построенных по планктонным фораминиферам, не применима для расчленения мезозойских и кайнозойских отложений высоких широт Южной Атлантики.

Расчленение мелового осадочного чехла Фолклендского плато по известковому планктону проводится на ярусной основе. При этом надежность обоснования границ ярусов уменьшается вверх по разрезу. В конце нижнего-начале верхнего мела (альб-турон) границы ярусов устанавливаются достоверно, и допустимо даже обособление более дробных единиц. Во второй половине верхнего мела границы между ярусами подчас неопределенны, а в некоторых случаях их проведение вообще невозможно и приходится выделять нерасчлененные интервалы. В палеогене планктонные фораминиферы (как и известковый наннопланктон) намечают отделы и подотделы с довольно надежным обоснованием границ; в миоцене подотделы имеют неопределенные границы; плиоцен по известковому планктону на подотдел не расчленяется.

Иная картина наблюдается в более низкоширотной Капской впадине. Здесь трудности расчленения меловых отложений связаны с плохой сохранностью комплексов фораминифер из-за интенсивного растворения на больших глубинах. В кайнозое в более мелководных осадках возможно не только выделение и надежное обоснование границ отделов и подотделов, но и зональное расчленение. Но если использование новозеландской зональной шкалы не встречает затруднений, то применение тропической-субтропической схемы возможно главным образом для палеогена.

Самым южным районом в Южной Атлантике, где для мезозойских и кайнозойских осадков тропические-субтропические зональные схемы применимы без каких-либо ограничений, является возвышенность Риу-Гранди, расположенная в настоящее время на широте 30° ю.ш. В районе Китового хребта использование этих схем также не вызывает затруднений, за исключением ее верхнекайнозойской части, где обеднение фауны фораминифер и ее относительная холодноводность обусловлены влиянием апвеллинга.

Изучение биостратиграфии мела и кайнозоя австралийской области подводит нас к важнейшей проблеме статуса единиц Международной стратиграфической шкалы (прежде всего, ярусов и зон) и возможности создания глобальной стратиграфической схемы по одной (или нескольким) группам организмов,

которая обеспечила бы непосредственную корреляцию одно-возрастных низко- и высокоширотных отложений. Решение этой проблемы - насущная задача стратиграфии в ближайшем будущем.

История геологического развития Южной Атлантики. Анализ таксономического состава и распространения органических остатков в осадках высоких широт Южной Атлантики, а также литологических особенностей разреза делают возможным не только его расчленение, но и расшифровку многих палеогеографических, палеоседиментологических, палеоокеанологических и палеоклиматических событий, а на основе их синтеза воссоздание в общих чертах истории геологического развития этого региона в позднем мезозое и кайнозое. Восстановление событий геологической истории базируется на комплексном изучении различных групп макро- и микроорганизмов. Каждая из этих групп несет в себе информацию об изменениях определенных параметров среды, а их комплексный анализ предполагает взаимный контроль и обеспечивает наиболее полную и достоверную картину эволюции палеосреды в целом.

Океаническое погружение и осадконакопление. Пробуренные в высоких широтах Южной Атлантики скважины демонстрируют сходную последовательность в смене характера осадков вверх по разрезу, свидетельствуя об общей направленности эволюции бассейна и процессов осадконакопления в его разных частях. Вместе с тем даже в близко расположенных скважинах разрезы осадочных толщ нередко имеют существенные отличия, которые могут быть как первичными, т.е. консидиментационными, так и вторичными, т.е. обусловленными последующей эрозией. Это обстоятельство вместе с ограниченностью числа скважин затрудняет восстановление детальной картины осадконакопления в позднем мезозое и кайнозое, позволяя наметить лишь общую тенденцию его эволюции.

В истории осадконакопления в высоких широтах Южной Атлантики выделяются несколько главных этапов, отвечающих основным стадиям развития бассейна и нашедших отражение в наиболее значительных изменениях характера осадков в разрезе осадочного чехла. При этом ход осадконакопления в западной и восточной частях Южной Атлантики имеет некоторые отличительные черты. В юго-западной части Атлантического океана таких этапов насчитывается четыре.

1. История седиментации в этом регионе начинается с накопления в средней юре? - начале поздней юры толщи болотных и дельтовых осадков, заполнявших понижения в находившемся выше уровня моря фундаменте Фолклендского плато.

2. В поздней юре плато подверглось трансгрессии, начало которой отмечено накоплением малоомощной толщи хорошо сортированных аркозовых песков пляжного генезиса. С этого времени происходило постепенное погружение дна бассейна. Оно компенсировалось осадконакоплением и в отдельные периоды либо ускорялось, либо замедлялось, а иногда и вовсе прекращалось и сменялось воздыманием. Представление о темпах погружения дают результаты изучения бентосных фораминифер и макрофауны в верхнемезозойских и кайнозойских осадках, вскрытых скважинами в этом районе (рис.5).

На протяжении поздней юры и большей части раннего мела

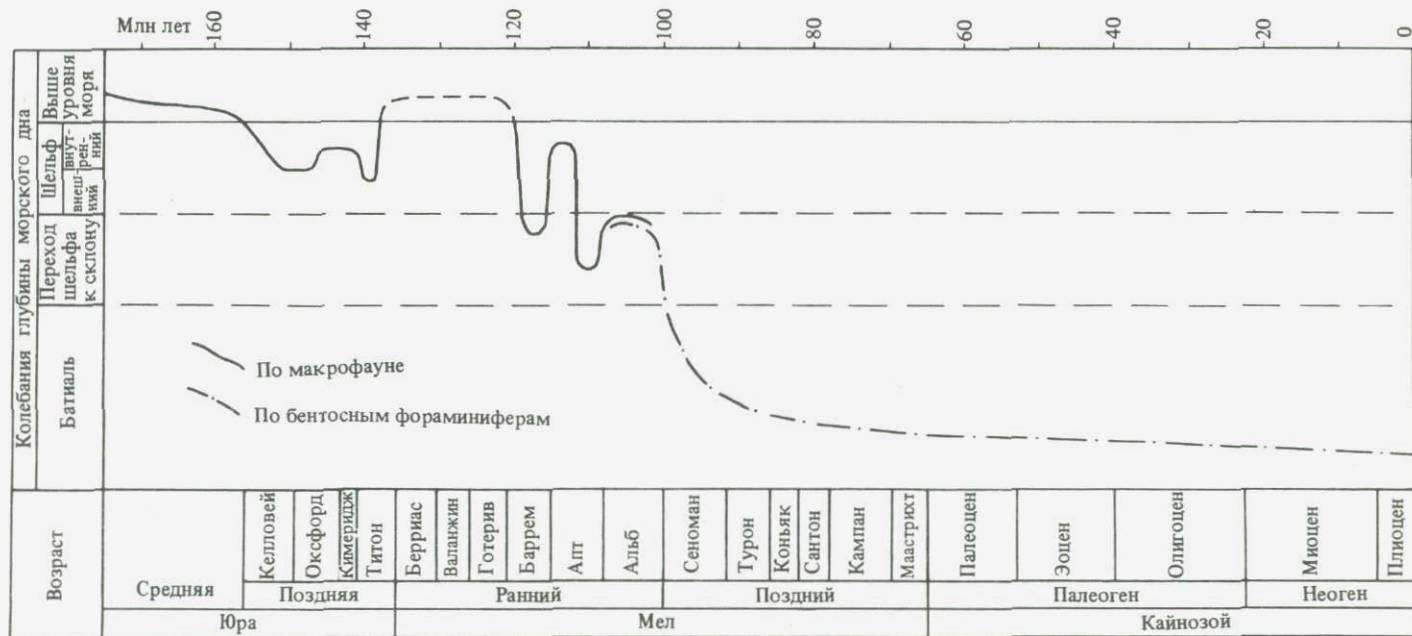


Рис. 5. Кривая погружения Фолклендского плато в течение позднего мезозоя и кайнозоя по макрофауне (Jeletzky, 1983) и бентосным фораминиферам (Basov, Krasheninnikov, 1983)

в пределах плато существовал замкнутый или полузамкнутый морской бассейн с ограниченной циркуляцией и анаэробными условиями по крайней мере в придонном слое воды или в поверхностном слое осадка. Глубина бассейна колебалась от первых десятков метров до 200-300 м. На рубеже юры и мела плато, очевидно, было выведено на поверхность и режим мелководного осадконакопления сменился эрозийным, который продолжался вплоть до баррема. В барреме поверхность плато резко погрузилась ниже уровня моря на верхнебатиальные глубины; в конце баррема они сменились литоральными. В позднем апте глубины опять увеличились до внешнеритических. По мнению Ю.Елецкого (Jeletzky, 1983), такая быстрая смена батиметрического режима осадконакопления на плато сходна с трансгрессивно-регрессивными циклами, характерными для Канадского и других меловых бассейнов и обусловленными эпейрогеническими движениями. В течение всего второго этапа в бассейне происходило накопление преимущественно глин, обогащенных органическим веществом, вначале гумусовым, затем сапропелевым.

Общая амплитуда погружения дна бассейна с учетом суммарной мощности накопившихся осадков (около 340 м) за это время составила несколько сотен метров.

3. Третий этап охватывает альбскую эпоху, когда накопление осадков происходило в условиях открытого океанического бассейна с хорошей оксигенизацией придонного слоя. Дно альбского бассейна населяли бентосные фораминиферы, среди которых преобладали *Dorothia trochoides*, *D. gradata*, *Clavulina gabonica*, *Spirillina elongata*, *S. minima*, *Uvigerinamina jankoi*, *Osangularia utaturiensis*, *Gavelinella intermedia*, *Orithostella australiana*, *O. indica*, *Conorboides minima*, *Patellina australis*, *P. subcretacea*, *Pseudopatellinella* sp., *Anomalinoides indica*, *Gyroidinoides primitiva* вместе с многочисленными лагенидами. В соответствии с батиметрической моделью их распространения (Sliter, Baker, 1972) они указывают на внешнеритические-верхнебатиальные условия обитания. Двустворчатые моллюски также свидетельствуют о глубинах внешней части шельфа и перехода к материковому склону, хотя некоторые их представители характерны для меньших глубин (Jeletzky, 1983). В течение этого этапа накопилась толща наннопланктонных илов и глин с прослоями ракушняка и резко подчиненным количеством терригенного материала.

4. На рубеже раннего и позднего мела темпы океанического погружения резко возросли, что привело к значительному увеличению глубин бассейна. Уже в раннем сеномане среди бентосных фораминифер преобладают относительно глубоководные виды гавелинелл и гироидин, сопровождаемые представителями агглютинированных *Glomospira* и *Glomospirella* (Sliter, 1977), а в конце сеномана и в туроне дно бассейна заселяется преимущественно агглютинированными *Rhabdammina* sp., *Hyperammina elongata*, *Glomospira corona*, *G. irregularis*, *Ammodiscus cretaceus* и редкими резистентными секретионными формами - *Valvulineria allomorphinoides*, *Bandyella greatvalleyensis*, *Pleurostomella obtusa* (Basov, Krashennnikov, 1983). Хотя эта ассоциация характерна для

абиссальных глубин, глубина бассейна едва ли превышала 1500 м, а преобладание в ней агглютированных видов скорее свидетельствует о высоком стоянии уровня карбонатной компенсации. Это предположение основывается на том факте, что выше по разрезу наблюдается неоднократное чередование слоев с аналогичными глубоководными "абиссальными" комплексами бентосных фораминифер и слоев с богатой ассоциацией секреторных видов, типичных для батинальных глубин.

В течение позднего мела продолжалось постепенное и равномерное погружение, и глубины бассейна на плато за это время увеличились до 1500-2000 м. Ассоциация бентосных фораминифер в верхнемеловых отложениях отличается исключительным разнообразием и доминированием секреторных видов, обычных для нижнебатиальных глубин. Преобладание в отдельных горизонтах агглютированных и резистентных секреторных видов обусловлено колебаниями уровня карбонатной компенсации, о чем речь пойдет ниже. Мощность верхнемеловых отложений около 230 м. Таким образом, суммарная амплитуда погружения в позднем мелу составляет не менее 1500-2000 м.

В кайнозое погружение несколько замедлилось и сначала в значительной мере компенсировалось осадконакоплением. Во второй половине кайнозоя в пределах плато процессы эрозии преобладали над осадконакоплением. В кайнозое глубины здесь достигли современных (в районе скв. 511 около 2600 м).

Начиная с сеномана на Фолклендском плато накапливались относительно глубоководные пелагические осадки, вещественный состав которых с течением времени меняется. На этом основании этап пелагического осадконакопления распадается на два подэтапа, существенно различающихся по преобладанию в осадках биогенного карбонатного или кремнистого материала.

4а. В позднем мелу и в начале палеогена происходило накопление пелагических осадков, представленных чередованием карбонатных и бескарбонатных разностей и отражающих осадконакопление вблизи колеблющегося уровня карбонатной компенсации. Уже в палеоцене преимущественно карбонатные осадки содержат планктонные организмы с кремневым скелетом, количество которых вверх по разрезу постепенно увеличивается в соответствии с прогрессирующим похолоданием в высоких широтах южного полушария.

4б. В середине кайнозоя биогенный кремнистый материал приобретает в осадках доминирующее значение и в высоких широтах южного полушария формируется пояс биогенного кремнеосаждения. Он опоясывает в настоящее время Антарктиду, северная граница его протягивается вдоль зоны Антарктической конвергенции. История формирования пояса неразрывно связана с историей оледенения Антарктического материка в результате его климатической изоляции после возникновения и становления Циркумантарктического течения.

Время начала преимущественно кремнистого осадконакопления меняется в зависимости от широтного положения того или иного района. Если в пределах Фолклендского плато чистые кремнистые осадки накапливались уже в позднем эоцене, то в Аргентинской впадине собственно кремнистое осадкона-

копление приурочено было к позднему миоцену, когда сформировалась большая часть ледового щита в Антарктиде.

Таким образом, в результате океанического погружения, которое происходило одновременно со спредингом дна Южной Атлантики и, как его следствие, глубины Фолклендского плато увеличились от литоральных-внешнеритических в поздней юре-раннем мелу до нижнебатиальных в настоящее время, т.е. с учетом мощности накопившихся осадков амплитуда погружения составила не менее 3000-3500 м.

Эти цифры близки к определениям методом "прослеживания назад" (Sclater et al., 1971) амплитуды погружения в юго-восточной части Атлантического океана. По данным М. Мелгуен (Melguen, 1978), расчетные глубины Капской впадины в районе скв.361 составляли около 1000 м в апте, 1500 - в альбе, 3000 - в конце позднего мела и около 3700 м в конце эоцена, т.е. глубина впадины с апта по эоцен увеличилась приблизительно на 2700 м. Учитывая, что современные глубины впадины в районе скв.361 составляют около 4500 м, общая амплитуда погружения в течение всей истории развития Южной Атлантики здесь также составила около 3000-3500 м.

Осадконакопление в юго-восточной части Атлантического океана в позднем мезозое и кайнозое имело несколько иной характер. Начальный этап седиментации в этой части бассейна не известен, так как ни одна из скважин не достигла фундамента. Наиболее древними отложениями в Капской впадине являются чередующиеся черные сапропелевые глины, песчанистые алевролиты и песчаники с высоким содержанием органического вещества, которые образовались в условиях застойного бассейна на глубинах около 1000 м (Melguen, 1978) и соответствуют второму этапу осадконакопления в Юго-Западной Атлантике.

Период накопления черных глин в глубоководной части Капской впадины сменился довольно длительным периодом, охватывающим альб-маастрихтский интервал, когда сформировалась мощная толща дистальных турбидитов. Терригенный материал, составляющий основную часть турбидитов, поставлялся р.Оранжевой в пределы континентального склона, откуда он сносился в глубоководную часть впадины. Поступление терригенного материала на протяжении позднего мела постоянно уменьшалось и в маастрихте оно практически полностью прекратилось.

Начиная с позднего маастрихта-раннего палеоцена повсеместно в Капской впадине установилось пелагическое осадконакопление, продолжавшееся в ее глубоководной области до позднего эоцена, а на континентальном склоне до раннего плиоцена. В отличие от Юго-Западной Атлантики в Капской впадине организмы с кремневым скелетом не только не образуют чистых кремнистых или смешанных кремнисто-карбонатных осадков, но практически полностью отсутствуют в отложениях (за исключением незначительной примеси спикул губок). Это отличие обусловлено более низкоширотным положением Капской впадины далеко за пределами влияния зоны Антарктической конвергенции.

В целом же независимо от существенных литологических

отличий в Капской впадине и в Юго-Западной Атлантике в течение позднего мезозоя и кайнозоя сохраняется тенденция смены терригенного осадконакопления биогенным пелагическим.

Колебания уровня карбонатной компенсации. Т. Ван Андел с соавторами (An del van et al., 1977) на основании изучения литологического состава мезозойских и кайнозойских отложений Южной Атлантики, вскрытых глубоководными скважинами в 3, 4, 14, 36, 39, 40, 41-м рейсах б/с "Гломар Челленджер", построили генерализованную кривую, отражающую колебания уровня карбонатной компенсации (УКК) в этом регионе за последние 125 млн лет. Полученные в 71-м рейсе материалы позволяют для некоторых периодов детализировать эту кривую по результатам исследования распространения в осадках бентосных фораминифер. С наибольшей детальностью эти колебания установлены для позднего мела, где они связаны не только с региональными подъемами и опусканиями УКК, но и с гидрологическим режимом на Фолклендском плато. Высокоширотное положение плато на протяжении всей истории развития Южной Атлантики на стыке холодного и теплого течений, вероятно, объясняет колебания УКК, которые нашли отражение в составе осадков и комплексах бентосных фораминифер.

Колебания УКК устанавливаются по степени карбонатности осадков и смене комплексов бентосных фораминифер. Периодам его относительно высокого стояния отвечают слабокарбонатные или бескарбонатные отложения с агглютированными и резистентными секреторными видами фораминифер, аналоги которых в настоящее время обитают на нижебатиальных и абиссальных глубинах. При понижениях УКК осадки становятся более карбонатными, и дно заселяется разнообразными секреторными видами. В разрезе это выглядит как чередование слоев с относительно мелководной и более глубоководной фауной бентосных фораминифер, что может приводить к ошибкам при их батиметрической интерпретации.

На рис.6 видно, что накопление фации растворения на Фолклендском плато, начавшееся в позднем сеномане и свидетельствующее о высоком стоянии УКК, продолжалось в туронское, коньякское, сантонское и раннекампанское время. В позднем сеномане и туроне УКК отличался некоторой стабильностью, и осадконакопление происходило значительно ниже его; в коньяк-сантонском интервале отмечается его постепенное понижение и незначительные по амплитуде колебания. Они находят отражение в чередовании слоев осадков с агглютированными бентосными фораминиферами (*Hyperspirina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Rzehakina*), аналоги которых в настоящее время обитают на нижебатиальных и абиссальных глубинах океанов (Саидова, 1976), и осадков преимущественно с резистентными секреторными видами (*Globorotalites*, *Valvulineria*, *Allomorphina*, *Pleurostomella*, *Bandyella*, *Praebulimina*), характерными для нижебатиальных глубин. Как уже отмечалось, глубина бассейна в это время не превышала 2000 м; приблизительно на этих же глубинах или несколько выше находился и УКК.

В середине кампана положение УКК стабилизировалось, и

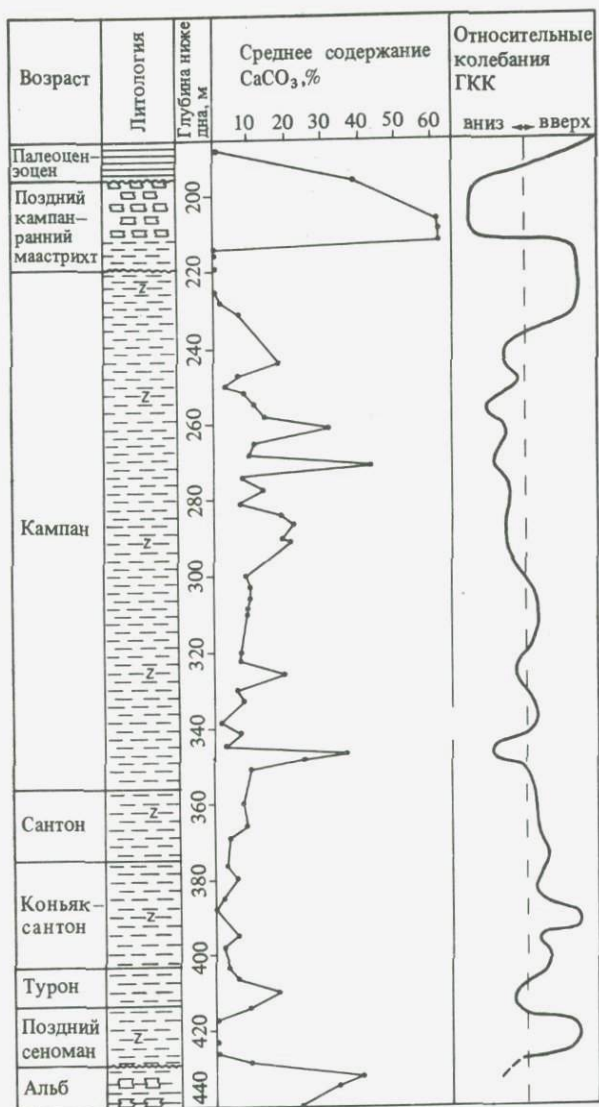


Рис. 6. Литология верхнемеловых отложений Фолклендского плато /скв. 511/ и кривая относительных колебаний глубины карбонатной компенсации, построенная по фораминиферам. Содержание CaCO₃ дано по Бодэ (Bode, 1983)

осадконакопление на Фолклендском плато происходило выше этого уровня. Во второй половине кампанского века осадки накапливались намного ниже УКК, и дно заселилось наиболее устойчивыми к растворению видами секреторных бентосных фораминифер. На рубеже кампана и маастрихта УКК снова понизился и в течение позднего кампана-раннего маастрихта накопилась толща высококарбонатного наннофораминиферового писчего мела с богатой фауной планктонных и бентосных фораминифер. Вершина плато в конце позднего мела находилась вероятно на глубинах, сопоставимых с современными или не-намного ниже. Таким образом, УКК в это время располагался между 2000 и 2500 м.

Рубеж мела и палеогена отмечен значительным подъемом УКК, который, возможно, имел местный характер и был обусловлен изменениями в системе циркуляции. Отмеченная выше разная продолжительность периода накопления фации растворения на Фолклендском плато у рубежа мезозоя и кайнозоя свидетельствует о том, что именно холодные течения могли приводить к дестабилизации УКК в данном районе.

В эоцен-олигоцене УКК в Юго-Западной Атлантике занимал относительно низкое положение, что отмечено накоплением карбонатных осадков с разнообразными планктонными и секреторными бентосными фораминиферами. В раннем олигоцене в пределах Фолклендского плато он располагался, вероятно, на глубинах 2000-2500 м; в Аргентинской впадине УКК опускался до глубины более 4000 м и занимал это положение вплоть до начала миоцена. Во второй половине кайнозоя в Южной Атлантике повсеместно происходит подъем УКК, а в конце кайнозоя его резкое падение до современного положения (Andel van et al., 1977).

В юго-восточной части Атлантического океана УКК для отдельных периодов восстановлен по составу осадков. По заключению М.Мелгуен (Melguen, 1978), в Капской впадине он располагался на глубине около 1500 м в апт-альбское время, 3700 м в палеоцене, 2500 м в эоцене, 3000 м в раннем олигоцене и среднем миоцене, после чего произошло его резкое падение до 5200 м в настоящее время.

Сравнение данных по юго-западной и юго-восточной частям Южной Атлантики показывает, что УКК в Капской впадине всегда был на большей глубине. Последнее объясняется ее более низкоширотным положением. Ход колебаний УКК в этих районах не всегда совпадал в связи с влиянием местных гидрологических и гидрохимических условий.

Климатические колебания. Хотя фауна планктонных фораминифер в высоких широтах Южной Атлантики имеет отчетливо выраженный холодноводный характер, анализ ее таксономического состава, видовой разнообразия и степени сохранности раковин, меняющихся вверх по разрезу, позволяют построить кривую относительных климатических колебаний в этом регионе в течение мела-кайнозоя. С наибольшей детальностью колебания удастся проследить для мела по планктонным фораминиферам и для позднего кайнозоя по кремневым микрофоссилиям (рис. 7, 8).

Появившиеся на Фолклендском плато в баррем-аптском интервале планктонные фораминиферы представлены чрезвычайно



Рис. 7. Кривая относительных климатических колебаний в высоких широтах Юго-Западной Атлантики в течение мела и кайнозоя, построенная по распространению планктонных фораминифер, и их корреляция с главными палеонтологическими событиями (плиоцен-четвертичная часть кривой дана условно и детализирована на рис. 8)

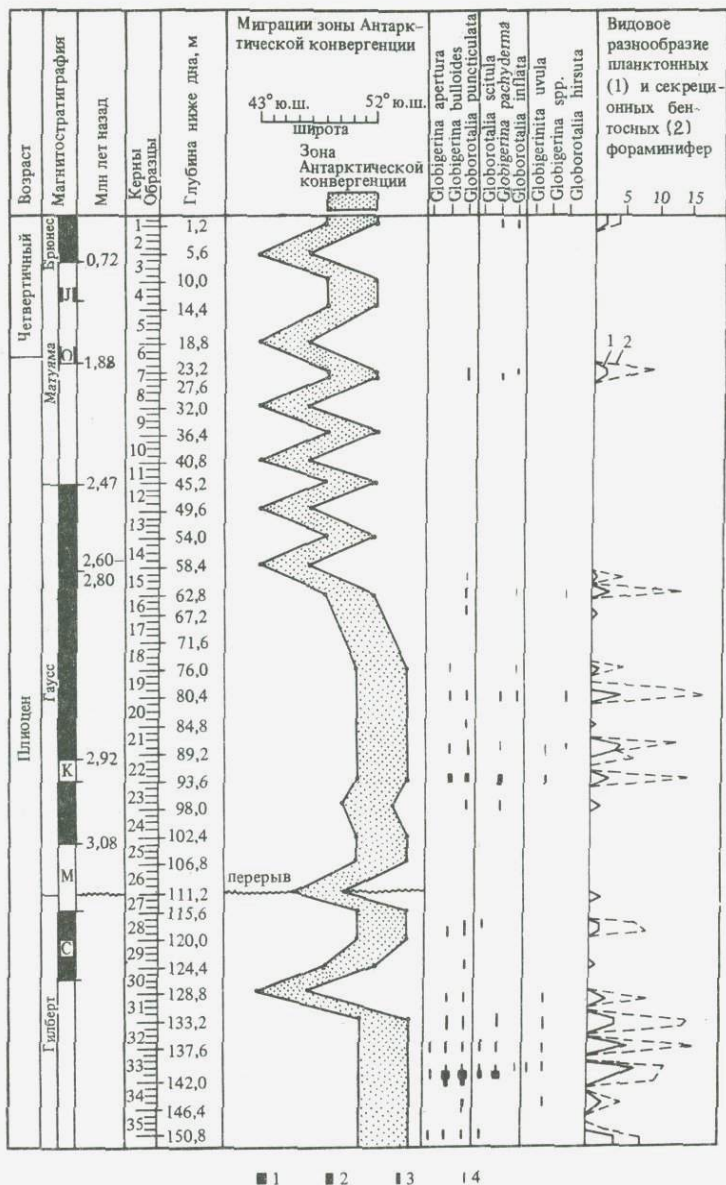


Рис. 8. Палеомиграции зоны Антарктической конвергенции относительно ее современного положения в течение плиоцен-четвертичного времени по данным распространения радиоларий в скв. 514 (Ciesielski, Weaver, 1983) и их корреляция с магнитостратиграфией (Salloway, 1983) и видовым разнообразием планктонных и бентосных фораминифер (Krasheninnikov, Basov, 1983a)

1-4 - встречаемость фораминифер: 1 - обычно, 2 - нередко, 3 - редко, 4 - единично

бедным комплексом, состоящим из холодноводных видов *Hedbergella* и *Globigerinelloides*. Однако такой состав может служить отражением не только низких температур, но и неблагоприятных условий обитания и захоронения в баррем-аптском бассейне (мелководность, дефицит растворенного кислорода). Вероятно, обедненность состава фораминифер обусловлена взаимодействием всех этих факторов. Данные по изменению изотопного состава кислорода у различных групп микро- и макрофоссилий из меловых отложений Европы (Spaeth et al., 1971) и Тихого океана (Coplen, Schlanger, 1973; Douglas, Savin, 1975) демонстрируют температурный минимум в баррем-аптское время, который в конце апта-начале альба сменился хорошо выраженным максимумом с вершиной в раннем сенимане.

Начало альбского века на фолклендском плато также ознаменовалось потеплением. Оно нашло отражение в присутствии среди представителей *Hedbergella* и *Globigerinelloides* относительно тепловодных форм - *Ticinella roberti* и *T. aff. primula*. В течение большей части альба температура поверхностных вод бассейна была ниже, и бассейн был заселен преимущественно хедбергеллами и, в меньшей степени, видами *Globigerinelloides*. Виды *Ticinella* полностью отсутствуют.

Похолодание середины альбского яруса в позднем альбе сменилось относительным потеплением. Оно продолжалось до начала турона и отмечено на плато развитием относительно разнообразного комплекса фораминифер (11 видов), в котором наряду с многочисленными хедбергеллами присутствуют тепловодные виды *Ticinella*, *Praeglobotruncana*, *Schackoia*.

На протяжении позднего турона-раннего кампана обедненные комплексы фораминифер включают преимущественно холодноводных *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Archaeoglobigerina*, *Whiteinella* и редких наиболее устойчивых к растворению и понижению температуры вод *Praeglobotruncana aff. oraviensis*, *Globotruncana marginata*, *G. pseudolinneiana*. Это длительное похолодание в сантоне было прервано относительным потеплением, сопровождавшимся проникновением в пределы плато термофильных видов *Globotruncana*. Потепление имело, вероятно, глобальный характер и фиксируется палеотемпературными исследованиями в Новой Зеландии (Stevens, Clayton, 1971) и в северной части Тихого океана (Coplen, Schlanger, 1973), хотя здесь температурные максимумы смещены к границе коньякского и сантонского ярусов. Относительно тепловодные условия существовали в сантоне и в южной части Индийского океана. На севере плато Натуралистов (скв.258) в отложениях сантонского возраста установлено максимальное видовое разнообразие планктонных фораминифер и увеличение числа двукилевых глоботрункан, хотя среди последних и отсутствуют тепловодные формы (Herb, 1974).

Проникновение тепловодных видов планктонных фораминифер в зону фолклендского плато в сантоне было самым крупным в течение позднетуронского-раннекампанского времени, но не единственным. Кратковременное повышение температуры поверхностных вод, отмеченное присутствием в осадках дву-

килевых глоботрункан, наблюдается также в раннем кампане.

Средний кампан на Фолклендском плато характеризуется самыми высокими для всего позднего мела температурами поверхностных вод. Это время расцвета планктонных фораминифер и максимального разнообразия в их комплексе термофильных двукилевых глоботрункан.

В позднем кампане комплексы фораминифер снова значительно обедняются, из них исчезают практически все виды глоботрункан. Понижение температуры поверхностных вод, возвысившееся в падении численности и видового разнообразия планктонных фораминифер и исчезновении их термофильных представителей на Фолклендском плато, вероятно, сопровождалось проникновением сюда относительно холодных придонных течений. Они резко интенсифицировали процесс избирательного растворения и привели к накоплению фации растворения. Эти течения могли проникать в пределы плато с юга из моря Уэдделла или из Тихого океана через узкие проливы, которые существовали, по некоторым данным (Barker et al., 1977b), на месте пролива Дрейка до его раскрытия в палеогеновое время.

Начавшееся в позднем кампане похолодание особенно сильно проявилось в маастрихте. В это время на плато накапливались карбонатные наннофораминиферовые илы с однообразной фауной фораминифер, представленной обильными *Heberella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Rugoglobigerina*, практически при полном отсутствии глоботрункан. Обнаруженные в нижнемаастрихтских отложениях редкие экземпляры *Globotruncana arca* (Sliter, 1977), вероятно, следует отнести за счет теплых течений, отдельные струи которых проникали сюда с севера даже в периоды похолоданий (Ciesielski et al., 1977; Ciesielski, Wise, 1977). На большинстве палеотемпературных кривых, построенных по результатам изотопных исследований в различных районах земного шара, маастрихт также является временем значительного похолодания мелового периода (Stevens, Clayton, 1971; Goplen, Schlanger, 1973; Douglas, Savin, 1975; Voersma, Shackleton, 1981).

Рубеж мезозоя и кайнозоя отмечен дальнейшим похолоданием, которое имело, по всей вероятности, глобальный характер. Массовое вымирание многих групп организмов по всему земному шару вблизи границы мезозоя и кайнозоя многие исследователи связывают с этим похолоданием. Падение температуры поверхностных и придонных вод подтверждается результатами изотопных исследований (Saito, van Donk, 1974; Douglas, Savin, 1975).

В высоких широтах южного полушария это понижение температуры придонных и поверхностных вод в конце позднего мела-раннем палеогене, вероятно, непосредственно связано с началом климатической изоляции Антарктического материка после появления мелководных проливов между Австралией и Антарктидой (Veevers, Heirtzler, 1974), Южной Америкой и Антарктическим полуостровом (Barker et al., 1977a, b) и Западной и Восточной Антарктидой. Эти перестройки привели к началу формирования кругового (вначале поверхностного) течения, аналогичного современному Циркумантарктическому течению, огибающему Антарктиду по часовой стрелке. Оно и явилось причиной прогрессирующего ухудшения климата в вы-

соких широтах южного полушария в течение кайнозоя.

Первая попытка реконструкции климатических колебаний кайнозоя Юго-Западной Атлантики была предпринята Р.Тьялсмой (Tjalma, 1977), который для определения относительных колебаний температуры вслед за Г.Дженкинсом (Jenkins, 1967, 1973) использовал видовое разнообразие планктонных фораминифер. На основании изучения материалов 71-го рейса с учетом данных этого исследователя ход эволюции климата в юго-западной части Атлантики представляется в следующем виде (см. рис.7).

После резкого падения температуры на рубеже мезозоя и кайнозоя в позднем палеоцене-раннем эоцене на Фолклендском плато установились относительно тепловодные условия, отмеченные присутствием самой разнообразной для кайнозоя ассоциации видов *Globigerina*, *Acarinina* и бескилевых *Globorotalia* вместе с редкими килеватыми видами этого рода.

По фауне фораминифер трудно сравнивать климатические условия конца мела и позднего палеоцена-раннего эоцена, однако появление в разрезе скв.327, 511 диатомово-радиоляриевых илов свидетельствует, скорее всего, о более низких температурах поверхностных вод в это время по сравнению с маастрихтом.

Средний эоцен также отмечен довольно разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер, которая включает представителей *Globigerinopsis*, *Acarinina* и *Pseudogloboquadrina*, но лишена килеватых видов *Globorotalia*. Отсутствие последних и широкое развитие кремневых микрофоссилий свидетельствуют о дальнейшем понижении температуры поверхностных вод по сравнению с поздним палеоценом-ранним эоценом.

Постепенное похолодание продолжалось и в позднем эоцене, что подтверждается дальнейшим уменьшением видового разнообразия фораминифер и исчезновением относительно тепловодных видов.

Граница эоцена и олигоцена ознаменовалась сменой преимущественно карбонатного осадконакопления кремнистым, уменьшением видового разнообразия фораминифер и преобладанием в их комплексе умеренных и холодноводных элементов, что является отражением глобального падения температуры поверхностных и придонных вод у этого рубежа, связанного с началом формирования ледового щита в Антарктиде (Shackleton, Kennett, 1975; Kennett, 1978).

Тенденция уменьшения температуры поверхностных и придонных вод в течение позднего эоцена с последующим ее падением на границе с олигоценом установлена также палеонтологическими и изотопными методами в бореальной области северного полушария (Ясаманов, 1982; Хэллем, 1983; Vergnaud-Grazzini et al., 1978; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980) и экваториально-тропической области Атлантического, Тихого и Индийского океанов (Keller, 1983).

Олигоценовая ассоциация фораминифер состоит преимущественно из космополитных толерантных видов *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides* и бескилевых *Globorotalia*. В середине олигоценового интервала отмечено некоторое увеличение видового разнообразия фораминифер, что отвечает, вероятно, кратковременному периоду относительного потеп-

ления, который фиксируется также в Новой Зеландии (Jenkins, 1973). Похолодание в олигоцене особенно сильно проявилось в его конце, когда планктонные фораминиферы в осадках юго-западной части Атлантики практически полностью исчезают. Это похолодание очевидно связано с позднеолигоценовым оледенением в Антарктике.

Планктонные и бентосные фораминиферы в неогеновых осадках имеют чрезвычайно низкое видовое разнообразие, что само по себе отражает дальнейшее понижение температуры поверхностных и придонных вод. Преимущественное развитие получает кремневый планктон. Все же планктонные фораминиферы служат важным вспомогательным инструментом при палеоклиматических реконструкциях. Хотя в низах миоцена их ассоциация насчитывает всего три вида, она отвечает короткому периоду потепления, который последовал за позднеолигоценовым похолоданием. Период потепления на фоне общего похолодания отмечен также в середине миоценового интервала. Это потепление хорошо выражено на палеотемпературных кривых Новой Зеландии (Devereux, 1967) и южной части Тихого океана (Shackleton, Kennett, 1975). В позднем миоцене оно сменилось отчетливым похолоданием.

Плиоценовые осадки в юго-западной части Атлантического океана практически лишены планктонных фораминифер и охарактеризованы исключительно разнообразной ассоциацией кремневого планктона, что отражает установление в высоких широтах южного полушария холодноводных условий в связи с разрастанием ледового щита в Антарктиде. Колебания относительной температуры поверхностных вод в связи с географическими миграциями полярного фронта в деталях восстановлены по распространению в осадках Аргентинской впадины (скв.514) радиолярий (см. рис.8) (Ciesielski, Weaver, 1983). Наиболее значительные географические флуктуации полярного фронта находят отражение также в распространении планктонных и бентосных фораминифер, которые присутствуют в отдельных прослоях. Видовое разнообразие их колеблется от двух до восьми видов.

Наиболее южное положение, по данным изучения радиолярий и фораминифер, полярный фронт занимал в течение верхней части палеомагнитной эпохи Гилберт и в нижней части эпохи Гаусс. Этот теплый период имеет региональный характер и фиксируется в Тасмановом море (Kennett, Vella, 1975; Shackleton, Kennett, 1975), в море Росса и вблизи Восточной Антарктиды (Ciesielski, Weaver, 1974). В конце эпохи Гилберт полярный фронт дважды перемещался к северу. Первое похолодание фиксируется в основании палеомагнитного события Кочити (3,9-4 млн лет) и второе - в самом конце эпохи Гилберт и совпадает с перерывом в осадконакоплении (3,1-3,8 млн лет). Последнее похолодание синхронно с оледенением в Патагонии (3,59 млн лет) (Mercer et al., 1975), началом оледенения в северном полушарии (3,3 млн лет) (Shackleton, Opdyke, 1977) и формированием ледового покрова в Баренцевом море (3,5 млн лет) (Kvasov, Blazhchishin, 1978).

В конце эпохи Гаусс наступило резкое необратимое похолодание, сопровождавшееся миграцией полярного фронта в

северном направлении, 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 похолодание коррелируется с позднелиоценовым-четвертичным оледенением в северном полушарии, что нашло отражение в значительном увеличении материала ледового разноса в Северной Атлантике (Berggren, 1972), с первым оледенением в горах Сьерра-Невада в Северной Америке (2,7 млн лет) (Curry, 1966), с похолоданием в Новой Зеландии (Kennett et al., 1975) и юго-западной части Тихого океана (Shackleton, Kennett, 1975).

Климатические колебания в мезозое и кайнозое высоких широт в низких широтах становятся менее контрастными. Поэтому многие температурные осцилляции, установленные по планктонным фораминиферам на Фолклендском плато, в Капской впадине не отражены в разрезе. Здесь фиксируются только наиболее значительные изменения температуры.

Падение температуры поверхностных и придонных вод в Капской впадине на рубеже мезозоя и кайнозоя отмечено накоплением фации растворения и зафиксировано при изучении изотопного состава фораминифер из верхнемеловых-нижнепалеоценовых осадков плато Агульяс (Saito, Donk van, 1974). Эти исследования показали, что за период с кампана по данной температуре поверхностных вод уменьшилась на $3,5^{\circ}\text{C}$, а температура придонных вод за это же время понизилась на 5°C . Понижение температуры на границе эоцена и олигоцена в Капской впадине (скв.360) нашло отражение в уменьшении видового разнообразия планктонных фораминифер в раннем олигоцене примерно в 2 раза по сравнению с поздним эоценом (Toumarkine, 1978). Другие климатические колебания, в том числе позднекайнозойские, которые так ярко выражены на Фолклендском плато, в юго-восточной части Южной Атлантики по планктонным фораминиферам не устанавливаются и их расшифровка требует более точных методов. Отражением прогрессирующего похолодания в позднем кайнозое можно считать исчезновение в плиоцене некоторых видов фораминифер (Jenkins, 1978).

Биогеографические особенности планктонных фораминифер и климатическая зональность. Смена комплексов фораминифер по разрезу мезозойских и кайнозойских осадков отражает климатические колебания в течение этого интервала. Анализ распространения этих комплексов по латерали на различных временных срезах дает возможность наметить положение климатических поясов и их миграцию во времени.

Биогеографическое распространение меловых планктонных фораминифер в южном полушарии было проанализировано У.Слайтером (Sliter, 1977), В.А.Крашенинниковым и И.А.Басовым (1985). Для мелового времени в южном полушарии выделяются тетическая, переходная и австралийская биогеопровинции, которые различаются по таксономическому составу планктонных фораминифер и соотношению видов в их ассоциациях. Они могут рассматриваться в качестве аналогов тропического, субтропического и умеренного поясов.

Фауна планктонных фораминифер в мезозойских и кайно-

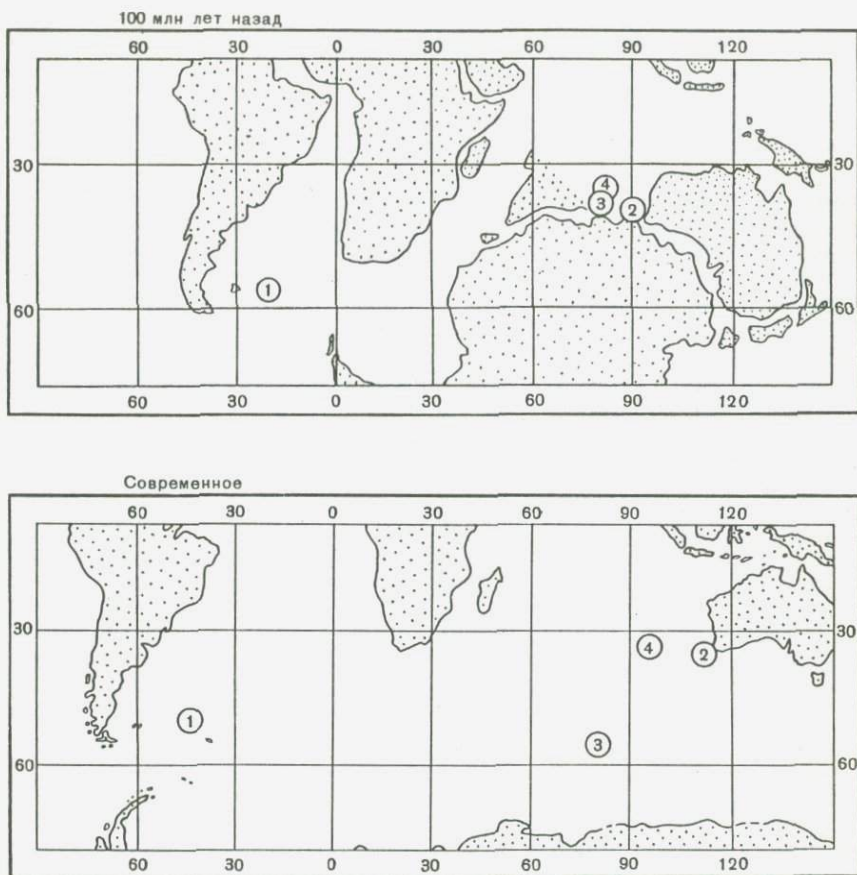


Рис. 9. Положение разрезов верхнемеловых отложений с австралийскими комплексами планктонных фораминифер на палеогеодинамической реконструкции для 100 млн лет (Smith, Briden, 1977 /с упрощениями/) и современной карте

1 - Фолклендское плато; 2 - плато Натуралистов; 3 - плато Кергелен; 4 - хребт Броукен

зойских отложениях высоких широт Южной Атлантики принадлежит к австралийской биогеопровинции. Мы уже отмечали поразительное сходство австралийского комплекса фораминифер из меловых отложений Фолклендского плато, Патагонии и Огненной Земли, восточной части Индийского океана, западной и центральной Австралии и Новой Зеландии. Он обладает также значительным сходством с одновозрастной ассоциацией фораминифер Южной Африки и Мозамбикского хребта, хотя, по мнению У.Слайтера (Sliter, 1977), фауна фораминифер здесь имеет переходный характер.

Северная граница австралийского (умеренного) климатического пояса в апт-альбское время в Южной Атлантике проходила, вероятно, между Фолклендским плато и возвышенностью Риу-Гранди на западе и несколько южнее Китового хребта - на востоке. В позднемеловое время она сместилась к югу и находилась, очевидно, немного севернее Фолклендского плато на западе и значительно южнее Китового хребта - на востоке (возможно, даже несколько южнее Африканского континента). К северу от этой границы в пределах плато Сан-Паулу, возвышенности Риу-Гранди и Китового хребта планктонные фораминиферы имеют отчетливый субтропический (переходный) характер (Premoli Silva, Voersma, 1977; Voersma, 1984).

Недавно появились данные о фораминиферной фауне из верхнемеловых отложений Антарктического полуострова. На о-ве Сеймур Б.Хубер с соавторами (Huber et al., 1983) в кампан-маастрихтских отложениях обнаружил довольно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, которая обладает значительным сходством с одновозрастными комплексами Фолклендского плато. Но при всем их сходстве имеются и существенные различия. Если в маастрихте Фолклендского плато в комплексе фораминифер доминируют *Hedbergella*, *Globigerinelloides* и *Rugoglobigerina*, то на о-ве Сеймур последний род присутствует в явно подчиненном значении, т.е. фауна фораминифер имеет еще более холодноводный характер и отвечает уже субантарктическому поясу.

Таким образом, в позднем мелу в южном полушарии наблюдалась четкая климатическая зональность, выражавшаяся в широтном простирании фораминиферных поясов. В настоящее время меловые пояса оказались географически разорванными в результате раскола суперматерика Годваны и последующего раздвижения океанического дна в процессе рифтогенеза. Такое нарушение целостности и широтной протяженности фораминиферных полос мелового времени особенно ярко проявилось в характере фауны планктонных фораминифер в верхнемеловых отложениях Фолклендского плато, плато Кергелен и Натуралистов и хребта Броукен (рис.9). При сравнении планктонных фораминифер из этих районов оказывается, что в верхнемеловых отложениях плато Кергелен, драгированных на 58° ю.ш. (Quilty, 1973), они имеют значительно более тепловодный характер по сравнению с одновозрастными ассоциациями Фолклендского плато и даже хребта Броукен и плато Натуралистов, хотя последние расположены в настоящее время на широте 30-34° ю.ш., т.е. на 26-28° севернее плато Кергелен. Объяснить это различие с помощью одних только воз-

можных изменений в системе циркуляции водных масс без признания крупных горизонтальных перемещений этих структур едва ли возможно.

В течение кайнозоя северная граница австралийной биогеопровинции в Южной Атлантике постепенно смещается к северу вследствие прогрессирующего похолодания в южном полушарии. Возникает интересный вопрос, требующий своего разрешения. Речь идет о нарушении симметрии в биполярном распределении планктонных фораминифер, которая существовала в позднемеловое время. Эта симметрия хорошо видна при сравнении меловой фауны фораминифер Фолклендского плато (Krasheninnikov, Vasov, 1983a) с очень близкими по составу разновозрастными комплексами о-ва Борнхольм (Дания), Южной Швеции, Северной Польши, ФРГ (Douglas, Rankin, 1969; Brotzen, 1936), расположенными между 54° и 55° с.ш. Нарушение симметрии, вероятно, произошло примерно в первой половине палеогена, ибо уже в позднем эоцене оно хорошо заметно. Так, верхнеэоценовая фауна фораминифер плато Рокколл (56° с.ш.) неизмеримо богаче и тепловоднее, чем на Фолклендском плато, хотя последнее на 6-8° ближе к экватору (Krasheninnikov, 1979).

Установление первопричины такой дисимметрии и точного времени ее возникновения имеет общегеологический смысл. Сейчас мы можем лишь предполагать, какие это причины: 1/ собственно земные, подразумевающие тектоническую перестройку планеты и эволюцию системы циркуляции водных масс в океанах; 2/ астрономические, связанные с изменениями в наклоне оси вращения и др.

Геологическая эволюция. История геологического развития Южной Атлантики может быть правильно понята только с учетом тех крупных геологических и океанографических перестроек, которые имели место в пределах всего Южного океана в мезозойское и кайнозойское время. К сожалению, в связи с удаленностью и сложностью бурения в высоких широтах южного полушария именно эта часть Мирового океана до сих пор остается наименее изученной.

Материалы бурения в 71-м рейсе, проводившегося с учетом данных других геологических и геофизических исследований, несмотря на всю их исключительную важность и геологическую информативность, касаются все же небольшого, хотя узлового и удачно выбранного района. Экстраполируя данные на всю высокоширотную часть Южной Атлантики, мы неизбежно рискуем получить упрощенную схему геологической эволюции этой области. За рамками схемы останется вся сложность и уникальность геологических и океанологических процессов в его каждом отдельном районе. В своей интерпретации геологической истории Южной Атлантики мы все же в большей мере имеем в виду ее юго-западную часть.

Самый ранний этап геологической истории Южноатлантического бассейна наиболее полно отражен в разрезах скв.327, 330, 511 на восточном окончании Фолклендского плато (Barker et al., 1977a; Ludwig et al., 1980, 1983; Крашенинников, Басов, 1985).

В раннем мезозое до начала спрединга в Южной Атлантике Фолклендское плато с банкой Мориса Юинга, фундамент кото-

рой сложен гранитами и гнейсами с K-Ar возрастом 535+66 млн лет (Beckinsale et al., 1977), возвышались над уровнем моря и подвергались эрозии, о чем свидетельствует неровная поверхность фундамента, хорошо выраженная на сейсмопрофилях (Barker, 1977; Ludwig, 1983). В соответствии с палеотектоническими реконструкциями (Barker et al., 1977b; Shields, 1977) плато примыкало к Африканскому континенту с юго-востока.

В средней?-поздней юре в пределах плато накапливались болотные и дельтовые осадки, отлагавшиеся в прибрежных условиях (Thompson, 1977) непосредственно на размытой поверхности фундамента. Накопление прибрежных осадков было прервано в поздней юре трансгрессией. Начало ее отмечено маломощной пачкой аркозовых песчаников, представляющих собой пляжные фации. Береговая линия проходила восточнее скв.330 и протягивалась с северо-запада на юго-восток, опоясывая банку Мориса Юинга, которая в то время являлась островом.

С поздней юры в пределах Фолклендского плато существовал полузамкнутый мелководный морской бассейн с ограниченной циркуляцией водных масс. Вначале (келловей-оксфорд) в нем накапливались алевриты и аргиллиты с прослоями песчаников, а позднее (оксфорд, кимеридж, ранний титон) - сапропелевые аргиллиты или черные тонкослоистые аргиллиты и алевриты, обогащенные органическим веществом. Присутствие в осадках большого количества терригенного материала и органического вещества наземного растительного происхождения свидетельствуют о близости береговой линии и небольших размерах бассейна. Заполнение его происходило, вероятно, продуктами разрушения, сносимыми с окружающих его частей Гондваны, которые впоследствии обособились в Южную Америку, Африку и Западную Антарктиду. Сходный характер растительных остатков и палинокомплексов, встречаемых в верхнеюрских отложениях Фолклендского плато, Южной Америки и Южной Африки, указывают на географическую близость этих материков и относительно небольшие размеры позднеюрского бассейна.

Слабое перемешивание придонных вод в сочетании с поступлением с окружающей суши большого количества органического вещества привело к резкому обеднению придонных вод растворенным кислородом и их сероводородному заражению. Это отмечено частыми прослоями и желваками пирита, отсутствием бентосных фораминифер и неравномерным распределением в осадках бентосных макроорганизмов.

В отдельные периоды аэрация вод улучшалась за счет обмеления бассейна, и дно заселялось богатой бентосной макрофауной, остатки которой образовывали прослой ракушняка. Один из таких периодов имел место в позднем оксфорде-кимеридже, когда дно было заселено мелководными литоральными двусторчатными моллюсками. Их наличие предполагает насыщенность придонных вод кислородом. Однако отсутствие в осадках следов биотурбации и раковин зарывающихся двусторчок свидетельствует об анаэробных условиях в самих осадках (Jeletzky, 1983). Усиление циркуляции, возможно, связано с проникновением в пределы плато тихоокеанских вод, на что

указывает сходство морской макрофауны Фолклендского плато с индо-тихоокеанской (Johnes, Plafker, 1977).

Поверхностные воды бассейна были в достаточной мере насыщены кислородом и благоприятны для обитания нектонных организмов. Их остатки (ростры белемнитов, раковины и аптики аммонитов) обильны в верхнеюрских отложениях плато. Планктонные фораминиферы в этом мелководном бассейне отсутствовали, либо их раковины при отмирании полностью растворялись в придонных водах, недосыщенных кислородом. Нанопланктон встречался крайне редко.

Подобные условия существовали на большей части Фолклендского плато, а также в Магеллановом бассейне в Южной Америке, который является наземным продолжением Фолклендского трога, ограничивающего плато с юга (Natland et al., 1974; Urien, Zambrano, 1973).

В конце поздней юры Фолклендское плато было выведено на поверхность и подверглось эрозии. Результатом ее является длительный (около 15-20 млн лет) стратиграфический перерыв в осадках. Он проходит внутри монотонной толщи битуминозных алеволитов и аргиллитов и несмотря на такую продолжительность физически никак не выражен в разрезе.

Осадконакопление в бассейне возобновилось в барреме. В течение баррем-аптского времени в нем сохраняются анаэробные условия, которые в раннем апте вследствие регрессии и обмеления до литоральных глубин сменялись более благоприятными для обитания бентосной макрофауны. В барреме и позднем апте глубины бассейна могли достигать 150-200 м (Jeletzky, 1983), и дно изредка заселялось угнетенной фауны бентосных фораминифер. Они могли обитать только в условиях некоторой оксигенизации придонных вод. Угнетенный характер фораминифер, их крошечные, прозрачные, тонкие хрупкие раковины обычно свидетельствуют об остром дефиците растворенного кислорода в придонном слое (Басов, 1979).

Анаэробные условия на Фолклендском плато существовали вплоть до альбского времени, когда бассейн получил постоянную связь с океаном и его дно заселилось богатой бентосной фауной. На востоке бассейна в Капской впадине анаэробные условия в придонном слое были развиты и в раннеальбское время. В Ангольской впадине они существовали вплоть до коньяк-сантонского времени, свидетельствуя, что система Китового хребта и возвышенности Риу-Гранди играла в тот период роль эффективного барьера.

Накопление битуминозных отложений Фолклендского плато, Магелланова бассейна, Капской и Ангольской впадин указывает, что застойные явления в раннем мелу захватывали всю толщу воды от нескольких десятков-первых сотен метров на плато до 1000-1500 м в глубоководной части Капской впадины. Возникновение застойных явлений можно объяснить наличием порогов, которые препятствовали водообмену пражноатлантического бассейна с другими бассейнами. На севере он был ограничен системой хребта Китовый и возвышенности Риу-Гранди, а на юге таким порогом являлось само Фолклендское плато.

Спрединг в Южной Атлантике, начавшийся по оценкам некоторых исследователей (Larson, Ladd, 1973; Ladd et al.,

1973; Sclater et al., 1977) приблизительно 125-127 млн лет назад, привел к расширению Южноатлантического бассейна. Однако связь с Индийским океаном установилась позднее, после окончательного отделения Фолклендского плато от южного окончания Африканского континента около 100 млн лет назад (Barker et al., 1977b). Начало спрединга по времени совпало, вероятно, с поднятием дна бассейна, которое захватило Фолклендское плато и привело к прекращению осадконакопления и эрозии верхнеюрских и, возможно, неокомских отложений.

Начиная с альбского времени в связи с поступлением в Южноатлантический бассейн индоокеанских вод значительно улучшилась аэрация его поверхностных вод, и на Фолклендском плато анаэробные условия полузамкнутого морского бассейна сменились нормальными условиями открытого океанического бассейна. В нем накапливались наннопланктонные глины с богатой фауной планктонных и бентосных фораминифер. Связь с Индийским океаном иногда прерывалась или становилась затрудненной, и в эти периоды накапливались осадки с повышенным содержанием органического вещества и обедненными комплексами фораминифер. Бентосные фораминиферы и макрофауна характеризуют глубины шельфа и перехода его к склону (Sliter, 1977; Basov, Krashennikov, 1983; Jeletzky, 1983). В глубоководной части бассейна стагнантные условия сохранялись и здесь продолжалось накопление отложений с высоким содержанием органического вещества (Melguen, 1978).

В течение альба плато полностью погрузилось ниже уровня моря, перестав быть существенным источником терригенного материала. Количество его в разрезе постепенно уменьшается. Все большую роль приобретает биогенное карбонатонакопление, которое свидетельствует об установлении постоянного и широкого водообмена с Индийским океаном.

Эта связь зарождающегося Южноатлантического бассейна с Индийским океаном отчетливо проявляется в сходстве фауны бентосных и планктонных фораминифер из альбских отложений Фолклендского плато, Южной Америки, юга Африки, п-ова Индостан, Австралии и Индийского океана.

Вместе с тем альбские бентосные фораминиферы Фолклендского плато имеют много общих видов с одновозрастными комплексами Северной Атлантики (Gradstein, 1978; Sliter, 1980), что может указывать на существование сообщения между зарождавшейся Южной Атлантикой и уже сформировавшейся Северной Атлантикой.

К началу позднего мела в южном полушарии произошли тектонические события, которые привели к изменению соотношений материков и к перестройке системы циркуляции водных масс. Фолклендское плато полностью отделилось от Африки, и окончательно установился свободный водообмен Южноатлантического бассейна с Индийским океаном. Одновременно в результате увеличения скорости спрединга в Южной Атлантике (на рубеже 108 млн лет) от 1,6 до 4,6 см/год (Larson, Ladd, 1973; Larson, Hilde, 1975) резко ускорился процесс океанического погружения, и глубина бассейна в пределах Фолклендского плато увеличилась от шельфовых в апт-альбс-

кое время до батиальных (1000-1500 м) в сеномане (Sliter, 1977; Vasov, Krashennnikov, 1983).

Параллельно происходило разделение Южной Америки и Африки в экваториальной части. Оно привело к свободному водообмену между Северной и Южной Атлантикой и к проникновению тетических вод на юг в Ангольскую впадину, а вместе с ними тепловодных элементов (*Rotalipora arpeninica* впервые встречена в сеноманских отложениях скв.365) (Bolli et al., 1978). Существуют также свидетельства, что раскрытие морей Уэдделла и Скотия и окончательное разделение Южноамериканских и Антарктических Анд также приурочены к концу раннего мела (Dalziel, Cortes, 1972; Luyendyk, 1974).

Эти события в Южной Атлантике на рубеже раннего и позднего мела происходили на фоне общей тектонической реорганизации в южном полушарии, которая в наибольшей мере проявилась в Индийском океане. Альб-сеноманское время здесь отмечено отделением Мадагаскара от Африки, п-ова Индостан от Австрало-Антарктического материка и началом рифтогенеза между Австралией и Антарктидой (Veevers, Heitzler, 1974; Sliter, 1977).

Следы тектонической перестройки в южном полушарии отражены в стратиграфических несогласиях - как в скважинах глубоководного бурения, так и вдоль атлантического побережья Южной Америки и Африки, на юго-восточном окончании Африки, на Мадагаскаре и в Западной Австралии (Asmus, Ponte, 1973; Franks, Nairn, 1973; Urien, Zambrano, 1973; Sigal, 1974; Playford et al., 1975).

Таким образом, к началу позднего мела Южноатлантический бассейн получил устойчивую связь с Северной Атлантикой (и Тетисом) и Индийским океаном. В отдельные периоды в Южную Атлантику, возможно, проникали тихоокеанские воды через проливы, которые по некоторым геофизическим данным могли существовать между Восточной и Западной Антарктидой. Это привело к усилению придонной циркуляции и, как результат, к установлению режима неотложения осадков или к эрозии уже накопившихся осадков во многих районах Южного океана, включая Фолклендское плато.

В течение позднего мела на Фолклендском плато происходило накопление карбонатных пелагических осадков в условиях открытого хорошо аэрируемого океанического бассейна с меняющимся положением УКК. Периоды подъема последнего, фиксирующие проникновения в пределы плато холодных, агрессивных по отношению к карбонату кальция вод, отражены в разрезе горизонтами бескарбонатных пелагических глин.

В Капской впадине в основании континентального склона в это время накапливалась толща дистальных турбидитов, которые постепенно сменяются пелагическими осадками. Уменьшение вверх по разрезу терригенного материала свидетельствует о постепенной смене гумидного климата аридным.

Рубеж мезозоя и кайнозоя в Юго-Западной Атлантике отмечен крупным стратиграфическим перерывом. Как показали многочисленные исследования, он имеет субглобальный характер и выражен либо размывом осадков, либо накоплением фации растворения. Продолжительность перерыва и накопления фации растворения сильно варьирует в зависимости от мест-

ных условий. На Фолклендском плато он охватывает поздний мел (начиная с турона)–средний эоцен в скв.330, поздний маастрихт–средний эоцен в скв.511, палеоцен–ранний эоцен в скв.327. В Капской впадине (скв.361) рубежу мела и палеогена отвечает толща бескарбонатных пелагических глин (фашиа растворения) позднего маастрихта–раннего палеоцена. Усиление процессов эрозии в палеоценовое–раннеэоценовое время имело место также на плато Агульяс, хотя здесь перерыв недостаточно хорошо документирован (Tucholke, Carpenter, 1977).

В кайнозойе продолжалось расширение и углубление Южно-Атлантического бассейна, в котором повсеместно установилось биогенное пелагическое осадконакопление. В Капской впадине происходило непрерывное накопление карбонатных осадков. В Юго-Западной Атлантике раннекайнозойские пелагические карбонатные отложения вверх по разрезу постепенно замещаются вначале смешанными карбонатно-кремнистыми, а затем преимущественно чистыми кремнистыми илами. Эта смена в характере осадконакопления в высоких широтах Южной Атлантики отражает прогрессирующее похолодание в Южном полушарии в результате климатической изоляции Антарктиды (после зарождения Циркумантарктического течения) и формирования мощного ледового покрова.

Увеличение роли биогенного кремненакопления во второй половине кайнозоя и диахронность его в разноширотных районах Юго-Западной Атлантики тесно связаны со становлением этого течения и ростом ледового щита. В пределах Фолклендского плато биогенный кремнистый материал в заметном количестве присутствует уже в верхнепалеоценовых осадках. Выше по разрезу его содержание увеличивается, и в позднем олигоцене здесь накапливались преимущественно радиоляриево-диатомовые илы. Их нижняя граница по времени приблизительно совпадает с началом раскрытия (около 30 млн лет) назад пролива Дрейка и значительного погружения Южно-Тасманова хребта, что привело к установлению устойчивой связи между Южной Атлантикой, Индийским и Тихим океанами в высоких широтах.

В южной части Аргентинской впадины накопление чистых кремнистых илов началось лишь в позднем миоцене, т.е. после окончательного раскрытия пролива Дрейка и становления зоны Антарктической конвергенции. В более низкоширотной Капской впадине накопления подобных осадков не происходило даже в периоды максимальных смещений к северу границы зоны Антарктической конвергенции, которая в позднем кайнозойе неоднократно меняла свое географическое положение.

В истории становления Циркумантарктического течения отмечено несколько периодов усиления придонной циркуляции, что приводило к прекращению процессов осадконакопления или к эрозии донных отложений. Первый такой период приходится на границу эоцена–олигоцена и отвечает, вероятно, зарождению этого течения после разделения Австралии и Антарктиды в позднем эоцене (Kennett et al., 1975).

В разрезе верхнекайнозойских отложений высоких широт Южной Атлантики также наблюдается серия стратиграфических перерывов, природу которых и их связь с формированием ан-

тарктического ледового щита детально проанализировали П.Цизильский с соавторами (Ciesielski et al., 1982; Ledbetter, Ciesielski, 1982). По данным этих исследователей, периоды максимальной интенсификации придонных течений и эрозии отложений приходились на поздний миоцен-ранний плиоцен (около 7,2-4,7 млн лет назад), конец палеомагнитной эпохи Гаусс (4-3,2 млн лет назад) и вторую половину эпохи Матуяма (2-1,2 млн лет назад). В конце эпохи Матуяма большая часть Фолклендского плато была покрыта чехлом крупно-размерного материала ледового разноса, препятствовавшим размыву более древних пелагических осадков.

x
x x

Изложенные материалы демонстрируют те трудности, с которыми исследователи сталкиваются при анализе позднемезозойской-кайнозойской геологической истории высоких широт Южной Атлантики и Южного океана в целом. Недостаток геологических и геофизических данных, отсутствие унифицированных стратиграфических шкал позволяют наметить лишь общую тенденцию тектонической и палеогеографической эволюции бассейна и восстановить последовательность наиболее значительных седиментологических, океанологических и климатических событий в его истории. Запланированные здесь в ближайшие годы исследования с помощью технически более совершенного бурового судна "Джоидес Резольюшн" несомненно принесут новую важную информацию, которая поможет приблизиться к пониманию исключительно сложной истории этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Басов И.А. Экология бентосных фораминифер в зоне апвеллинга у Юго-Западной Африки//Вопр. микропалеонтологии. 1979. Вып. 22. С. 135-146.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174с.
- Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана (зональность и количественное распределение). М.: Наука, 1976. 159с.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326с.
- Ясаманов Н.А. К вопросу о глобальных изменениях температурного режима земной поверхности в кайнозойе//Вестн. АН СССР. Сер. геол. 1982. №10. С. 106-110.
- Andel T.H. van, Thiede J., Sclater J.G. et al. Depositional history of the south Atlantic Ocean during the last 125 million years//J. Geol. 1977. Vol. 85, №6. P. 651-698.
- Asmus H.E., Ponte F.C. The Brazilian marginal basins//The ocean basins and margins. N.Y. Plenum press, 1973. Vol. 1. P. 87-133.
- Barker P.F. Plate tectonics in the Scotia Sea region//Nature. 1970. Vol. 228. P. 1293-1296.
- Barker P.F. Correlation between sites on the eastern Falkland Plateau by means of seismic reflection profiles.

- Leg.36 DSDP//Init.Rep.DSDP.1977.Vol.36.P.971-990.
- Barker P.F. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.),1977a.Vol.36.1080p.
- Barker P.F., Dalziel I.W.D., Dinkelman M.G. et al. Evolution of the south-western Atlantic Ocean basin: Results of Leg 36 DSDP//Init.Rep.DSDP.1977b.Vol.36.P.993-1014.
- Basov I.A., Ciesielski P.F., Krashennnikov V.A. et al. Biostratigraphic and paleontologic synthesis: Deep Sea Drilling Project Leg 71, Falkland Plateau and Argentine Basin//Ibid.1983. Vol. 71, pt 1. P. 445-460.
- Basov I.A., Krashennnikov V.A. Benthonic foraminifers of the Mesozoic and Cenozoic sediments of the south-western Atlantic as indicator of paleoenvironment, Deep Sea Drilling Project Leg 71//Ibid.1983.Vol.71,pt 2. P.739-787.
- Beckinsale R.D., Tarney J., Darbishire D.P.F., Humm M.J. Rz-Sr and K-Ar age determinations on samples of the Falkland Plateau basement at Site 330, DSDP//Ibid.1977. Vol.36.P.923-927.
- Berggren W.A. Late Pliocene-Pleistocene glaciation//Ibid. 1972.Vol.12.P.953-963.
- Blow W.H. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy//Proc.I Intern. Cong. Planktonic Microfossils. N.Y., Leiden: Brill,1969.P.199-422.
- Bode G.W. Appendix II: Carbon and carbonate analyses// Init.Rep.DSDP.1983.Vol.71,pt 2.P.1185-1187.
- Boersma A. Cretaceous-Tertiary planktonic foraminifers from the southeastern Atlantic, Walvis Ridge Area, Deep Sea Drilling Project Leg 74//Ibid.1984.Vol.74. P.501-523.
- Boersma A., Shackleton N.J. Tertiary oxygen and carbon isotopic stratigraphy, Site 357 (mid-latitude south Atlantic)//Ibid.1977.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//Ibid.1981. Vol.62.P.513-526.
- 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.N215.P.61-81.
- Bolli H.M. Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I./Ibid. 1957b.N215.P.155-172.
- Bolli H.M. Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Ciperó and Lengua formations of Trinidad, B.W.I./US Nat. Mus. Bull.1957c.N215.P.97-123.
- Bolli H.M. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera//Bol.inform. Asoc.Venez.geol.miner.petro.1966.Vol.9,N1.P.3-32.
- Bolli H.M., Ryan W.B.F. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.),1978.Vol.40.1079p.
- Brotzen F. Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen//Sver.Geol.Unders.C. 1936.Bd 30,N396.S.1-206.

- Busen K.E., Wise S.W. Silicoflagellate stratigraphy, Deep Sea Drilling Project, Leg 36//Init.Rep. DSDP.1977.Vol. 36.P.697-743.
- Ciesielski P.F. The Neogene and Quaternary diatom biostratigraphy of subantarctic sediments, Deep Sea Drilling Project Leg 71//Ibid.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., Sliter W.W., Wind F.H., Wise S.W. Paleoenvironmental analysis and correlation of a Cretaceous Islas Orcadas core from the Falkland Plateau, southwest Atlantic//Mar.Micropaleontol.1977.Vol.2.P.27-34.
- 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//Init.Rep.DSDP. 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.
- Coplen T.B., Schlanger S.O. Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from Site 167, Magellan Rise, Leg 17//Init.Rep.DSDP.1973.Vol.17.P.605-606.
- Curry R.R. Glaciation about 3,000 000 years ago in the Sierra Nevada//Science.1966.Vol.154.P.770-771.
- Dalziel I.W.D., Cortes R. The tectonic style of the southernmost Andes and the Antarcticandes//XXIV Intern.Geol. Congr.Proc.Sec.3.Montreal.1972.P.316-327.
- Devereux I. Oxygen isotope paleotemperature measurements of New Zealand Tertiary fossils//N.Z. Sci.1967.Vol.10. P.988-1011.
- Douglas R.C., Rankin C. Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance//Lethaia.1969.Vol.2.P.185-217.
- Douglas R.C., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the north Pacific// Init.Rep.DSDP.1975.Vol.32.P.509-520.
- Ewing J.I., Ludwig W.J., Ewing M., Eittreim S.L. Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau//J.Geophys. Res.1971.Vol.76.P.7118-7137.
- Franks S., Nairn A.E.M. The equatorial marginal basins of west Africa//The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press,1973.Vol.7.P.301-350.
- Gombos A.M.(Jr.). Paleogene and Neogene diatoms from the Falkland Plateau and Malvinas Outer Basin: Leg 36, Deep Sea Drilling Project//Init.Rep.DSDP.1977.Vol.36. P.575-695.
- Gombos A.M.(Jr.). Middle Eocene Diatoms from the South Atlantic//Ibid.1983.Vol.71,pt 2.P.565-581.

- Gombos A.M. (Jr.), Ciesielski P.F. Late Eocene to early Miocene diatoms from the Southwest Atlantic// *Ibid.* p.583-634.
- Gradstein F.M. Biostratigraphy of Lower Cretaceous Blake Nose and Blake-Bahama Basin foraminifers, DSDP leg 44, Western North Atlantic Ocean// *Ibid.*1978.Vol.44.P.663-701.
- Harris W.K. Palynology of cores from Deep Sea Drilling Project Sites 327, 328 and 330. South Atlantic Ocean // *Ibid.*1977.Vol.36.P.761-767.
- Hedlund R.W., Beju D. Stratigraphic palynology of selected Mesozoic samples, DSDP Hole 327A and Site 330//*Ibid.* P.817-828.
- Herb R. Cretaceous planktonic foraminifera from the eastern Indian Ocean//*Ibid.*1974.Vol.26.P.745-769.
- Hinte J. van. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zones//*Proc.Kon.ned.akad.wetensch.B.*1972. Vol.75.P.16-36.
- Huber B.T., Harwood D.M., Webb P.N. Upper Cretaceous microfossil biostratigraphy of Seymour Island, Antarctic Peninsula//*Antarctic Journal of the United States.*1983. Vol.18.P.72-74.
- Jeletzky J.A. Macroinvertebrate paleontology, biochronology and paleoenvironments of Lower Cretaceous and Upper Jurassic rocks, Deep Sea Drilling Hole 511, Eastern Falkland Plateau//*Init.Rep.DSDP.*1983.Vol.71,pt 2.P.951-975.
- Jenkins D.G. Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand//*N.Z.J.Geol.Geophys.*1967.Vol.10(4).P.1064-1078.
- Jenkins D.G. Diversity changes in the New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera//*J.Foraminiferal Res.*1973. P.78-88.
- Jenkins D.G. Neogene planktonic foraminifers from DSDP Leg 40. Sites 360 and 362 in the south-eastern Atlantic//*Init.Rep.DSDP.*1978.Vol.40.P.723-729.
- Johnes D.L., Plafker G. Mesozoic megafossils from DSDP Hole 327A and Site 330 on the eastern Falkland Plateau//*Ibid.*1977.Vol.36.P.845-850.
- Keller G. Paleoclimatic analyses of middle Eocene through Oligocene planktonic foraminiferal fauna//*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*1983.Vol.43.P.73-94.
- Kennett J.P. The development of planktonic biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic//*Mar. Micro-paleontol.*1978.Vol.3.P.301-345.
- Kennett J.P., Houtz R.E. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.(D.C.),1975.Vol.29.1197p.
- 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//*Ibid.*P.1155-1169.
- Kennett J.P., Vella P. Late Cenozoic planktonic foraminifera and paleoceanography at DSDP Site 284 in the cool subtropical South Pacific//*Init.Rep.DSDP.*1975.Vol.29. P.769-799.

- Kotova I.Z. Palynological study of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments Site 511, Deep Sea Drilling Project Leg 71 (Falkland Plateau)//Init.Rep.DSDP.1983. Vol.71, pt 2.P.879-906.
- Krashennnikov V.A. Stratigraphy and planktonic foraminifers of Cenozoic deposits of the Bay of Biscay and Rockall Plateau, DSDP Leg 48//Ibid.1979.Vol.48.P.431-450.
- Krashennnikov V.A., Basov I.A. Cenozoic planktonic foraminifers of the Falkland Plateau and Argentine Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 71//Ibid.1983a.Vol.71, pt 2.P.821-858.
- Krashennnikov V.A., Basov I.A. Cretaceous calcispherulids of the Falkland Plateau, Leg 71, Deep Sea Drilling Project//Ibid.1983b.Vol.71,pt 2.P.977-997.
- Krashennnikov V.A., Basov I.A. Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifers, DSDP Leg 71//Ibid.1983c.Vol.71,pt 2. P.789-820.
- Kvasov D.D., Blazhchishin A.L. The key to sources of the Pliocene and Pleistocene glaciation at bottom of the Barents Sea//Nature. 1978.Vol.273.P.138-140.
- La Brecque J.L., Rabinowitz P.D. Magnetic anomalies bordering the continental margin of Argentina. AAGP Argentina Map Series, 1977.
- Ladd J.W., Dickinson G.O., Pitman W.C.III. The age of the South Atlantic//The ocean basins and margins. Vol.1. N.Y.: Plenum press, 1973.P.555-573.
- Lambert G., Scheibnerova V. Albian foraminifera of Zululand (south Africa) and Great Artesian Basin (Australia)//Micropaleontology. 1974.Vol.20.P.76-96.
- Larson R.L., Hilde T.W.C. A revised time of magnetic reversals for the Early Cretaceous, Late Jurassic//J.Geophys.Res.1975.Vol.80.P.2586-2594.
- Larson R.L., Ladd J.W. Evidence for the opening of the south Atlantic in the Early Cretaceous//Nature.1973. Vol.246.P.209-212.
- 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.
- Le Pichon X., Eittrheim S.L., Ludwig W.J. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 1. Antarctic bottom current passage through the Falkland Fracture Zone//Physics and chemistry of the earth. Oxford: Pergamon press. 1971.Vol.8.P.1-28.
- Ludwig W.J. Geologic framework of the Falkland Plateau// Init.Rep.DSDP.1983.Vol.71,pt 1.P.281-293.
- Ludwig W.J., Ewing J.I., Ewing M. Structure of Argentine continental margin//Ibid.1968.Vol.52.P.2337-2368.
- Ludwig W.J., Krashennnikov V.A., Basov I.A. et al. Tertiary and Cretaceous paleoenvironments in the Southwest Atlantic Ocean: Preliminary results of the Deep Sea Drilling Project, Leg 71//Geol.Soc.Amer.Bull. 1980. Vol.91,pt 2.P.655-664.

- Ludwig W.J., Krasheninnikov V.A. et al. Initial Reports of DSDP. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 71, pt 1/2. 1187p.
- Ludwig W.J., Rabinowitz P.D. Seismic stratigraphy and structure of the Falkland Plateau//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. Vol. 64. P. 742-743.
- Ludwig W.J., Windisch C.C., Ewing J.I. et al. Structure of Colorado basin and continent-oceanic crust transition off Bahia Blanca, Argentina//Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 29. P. 113-114.
- Luyendyk B.P. Condwaland dispersal and the early formation of the Indian Ocean//Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 26. P. 945-952.
- Melguen M. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the Eastern South Atlantic (Leg 40, DSDP) since the Early Cretaceous//Ibid. 1978. Vol. 40. P. 981-1024.
- Mercer J.H., Fleck R.J., Mankinen E.A. et al. Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y.//Bull. Roy. Soc. N.Z. 1975. Vol. 13. P. 223-230.
- Natland M.L., Gonzalez P.E., Cannon A. et al. A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments//Geol. Soc. Amer. Mem. 1974. Vol. 139. P. 1-126.
- Playford G., Haig D.W., Dettmann M. A mid-Cretaceous microfossil assemblage from the Great Artesian Basin, north-western Queensland//Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1975. Bd. 149, h. 3. S. 333-362.
- Premoli Silva I., Boersma A. Cretaceous planktonic foraminifers - DSDP Leg 39 (South Atlantic)//Init. Rep. DSDP. 1977. Vol. 39. P. 615-641.
- Proto Decima F., Medizza F., Todesco L. South-eastern Atlantic Leg 40 calcareous nannofossils//Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 40. P. 571-634.
- Quilty P. Cenomanian-Turonian and Neogene sediments from north-east of Kerguelen Ridge, Indian Ocean//J. Geol. Soc. Austral. 1973. Vol. 20, pt 3. P. 361-367.
- Saito T., van Donk J. Oxygen and carbon isotope measurement 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//Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. 71, pt 2. P. 1073-1108.
- Scheibnerova V. Some interesting Foraminifera from the Cretaceous of the Great Artesian Basin, Australia//Micropaleontology. 1972. Vol. 18. P. 212-222.
- Scheibnerova V. Aptian-Albian benthonic Foraminifera from DSDP Leg 27, Sites 259, 260 and 263, Eastern Indian Ocean//Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 27. P. 697-741.
- Scheibnerova V. Aptian and Albian benthic foraminifers of Leg 40, Sites 363 and 364, Southern Atlantic//Ibid. 1978. Vol. 40. P. 741-757.
- Sclater J.G., Anderson R.N., Bell M.L. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific//J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 7888-7915.
- Sclater J.G., Hellinger S., Tapscott C. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present//J. Geol. 1977. Vol. 85. P. 509-510.

- Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic Glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279 and 281//Init.Rep.DSDP.1975.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//Init. Rep.DSDP. 1983.Vol.71,pt 2.P.687-697.
- Shields O. Gondwanaland reconstruction for the Indian Ocean//J.Geol. 1977.Vol.85,N2.P.236-242.
- Sigal J. Comments on Leg 25 Sites in relation to the Cretaceous and Paleogene stratigraphy in the eastern and south-eastern Africa coast and Madagascar regional setting//Init.Rep.DSDP. 1974.Vol.25.P.687-723.
- Sliter W.V. Cretaceous foraminifers from South-western Atlantic Ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project//Ibid. 1977.Vol.36.P.519-573.
- Sliter W.V. Mesozoic foraminifers and Deep-Sea benthic environments from Deep Sea Drilling Project Sites 415 and 416, eastern North Atlantic//Ibid. 1980.Vol.50. P.353-427.
- Sliter W.V., Baker R.A. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers//J.Foraminiferal Res.1972. Vol.2,N4.P.167-183.
- Smith A.G., Briden J.C. Mesozoic and Cenozoic Paleogeographical Maps. Cambridge: Univ. press, 1977.63p.
- Spaeth C., Hoefs J., Vetter V. Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures//Geol.Soc.Amer.Bull. 1971.Vol.82.P.3139-3140.
- Stevens G.R., Clayton R.N. Oxygen isotope studies of Jurassic and Cretaceous belemnites from New Zealand and their biogeographic significance//N.Z.J.Geol.Geophys. 1971.Vol.14.P.829-897.
- Thomson R.W. Mesozoic sedimentation on the eastern Falkland Plateau//Init.Rep.DSDP. 1977.Vol.36.P.877-891.
- Tjalsma R.C. Cenozoic Foraminifera from the South Atlantic DSDP Leg 36//Ibid. 1977.Vol.36.P.493-517.
- Toumarkine M. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Paleogene of Sites 360 and 364 and Neogene of Sites 362A, 363 and 364 Leg 40//Ibid. 1978.Vol.40.P.679-721.
- Tucholke B.E., Carpenter G.B. Sediment distribution and Cenozoic sedimentation patterns of the Agulhas Plateau//Geol.Amer.Soc.Bull.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//The ocean basins and margins. Pt 1. The South Atlantic. N.Y.: Plenum press, 1973.P.135-164.
- Veevers J.J., Heirtzler J.R. Tectonic and paleogeographic synthesis of Leg 27//Init.Rep.DSDP. 1974.Vol.27.P.1049-1054.

- Vergnaud-Grazzini C., Pierre C., Letolle R. Paleoenvironment of the North-East Atlantic during the Cenozoic: Oxygen and carbon isotope analyses at DSDP Sites 398, 400A and 401//*Oceanol.Acta*.1978.Vol.1,N3.P.381-390.
- Vergnaud-Grazzini C., Rabussier-Lointier D. Essai de corrélation stratigraphique par le moyen des isotopes de l'oxygène et du carbone//*Bul.Soc.Geol.France.Sér.*7.1980. Vol.22,N5.P.719-730.
- Weaver F.M. Cenozoic radiolarians from the southwest Atlantic, Falkland Plateau region, Deep Sea Drilling Project Leg 71//*Init.Rep.DSDP*. 1983.Vol.71.P.667-686.
- Wind F.H., Wise S.W. Correlation of upper Campanian-lower Maestrichtian calcareous nannofossil assemblages in drill and piston cores from the Falkland Plateau, South-west Atlantic Ocean//*Ibid*. P.551-563.
- Wise S.W. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 71 drilling in the region of the Falkland Plateau, South-west Atlantic Ocean//*Ibid*. P.481-550.
- 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//*Ibid*. 1977.Vol.36.P.269-492.

О МЕТОДАХ РЕКОНСТРУКЦИЙ УСЛОВИЙ ПАЛЕОСРЕДЫ ОКЕАНОВ ПО
ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

М.С. Бараш

Возможность реконструкции климатических условий геологического прошлого океанов по содержащимся в осадках раковинам планктонных фораминифер основывается на связи их распределения с климатической зональностью, с условиями среды обитания - верхнего слоя вод океана. Эта связь была замечена еще в океанологических исследованиях конца XIX в. Так, в работах Дж. Меррея, обработавшего сборы экспедиции на "Челленджере" (Murray, Renard, 1891; Murray, 1897), отмечается связь распределения видов с климатической зональностью, с температурой поверхностной воды. Он первый выделил несколько комплексов фораминифер по признаку климатической приуроченности, отметил сокращение числа видов с понижением температуры.

Связь распределения раковин планктонных фораминифер с современными условиями, естественно, привела к идее, что изменения в составе фораминиферовых комплексов в разрезах океанских осадков должны отражать изменения условий. Первым исследователем, использовавшим эту идею, был Э. Филиппи (Philippi, 1910), который предположил, что фораминиферовые илы, залегающие на красных глинах в Индийском океане, представляют собой послеледниковые голоценовые осадки.

Большой прогресс в изучении фораминифер и их использовании для целей морской геологии связан с трудами экспедиции на НИС "Метеор" (1925-1927 гг.). В. Шотт, обработавший сборы этой экспедиции, установил закономерности распределения фораминифер в воде и их раковин в осадках экваториальной Атлантики (Schott, 1935). В частности, им были построены карты процентных содержаний видов в воде и в осадке, определена важнейшая роль температуры. В. Шотт интерпретировал верхний слой осадков, содержащий раковины одного из наиболее теплолюбивых видов *Globorotalia menardii*, как голоценовый, нижележащий слой без раковин этого вида - как осадок времени последнего оледенения и подстилающий слой с раковинами этого вида - как осадок межледниковья (длина колонок "Метеора" не превышала 1 м).

В следующих крупных работах подтвердилась не только возможность выделения в колонках океанских осадков тепловодных и холодноводных интервалов, но и возможность их обоснованного сопоставления с фазами материковых оледенений и межледниковий северного полушария (Cushman, Henbest, 1941; Schott, 1952; Phleger et al., 1953; Ericson et al., 1961).

В работах Д. Эриксона и других был рассмотрен и применен ряд приемов выделения в колонках климатических этапов

по микрофаунистическим признакам (Ericson, Wollin, 1956; Ericson et al., 1961), основанных на полуколичественной оценке обилия наиболее показательных видов. Один из этих приемов - по присутствию или отсутствию в разрезах видов группы *Globorotalia menardii*, включающей также *Gr. tumida* и *Gr. flexuosa*, - представляет развитие метода В.Шотта и применяется до настоящего времени. Для внетропических районов как наиболее показательные использовались *Gr. truncatulinoides*, *Gr. inflata*, *Globoquadrina pachyderma* и др. Таким образом, на этом этапе развития микропалеонтологической климатостратиграфии предпринимались попытки уловить климатические флуктуации путем построения качественных или полуколичественных так называемых палеоклиматических кривых по отдельным видам или их группам, наиболее показательным для района исследования. Краткие обзоры этих методов содержатся в работах М.С.Бараша (1964а), Э.Болтовского (1973а). Для их применения не было необходимости проводить полный количественный анализ фораминифер, достаточно было определить долю в комплексе лишь показательных видов, что обычно делалось на полуколичественной основе.

В 1958 г. Ф.Паркер попыталась использовать для построения палеоклиматических кривых по колонкам из Средиземного моря данные полного количественного анализа (Parker, 1958). Суммы процентных содержаний выделенных ею холодноводных и тепловодных видов планктонных фораминифер количественно характеризовали каждый образец в колонках, однако не было сделано попытки перейти к оценке палеотемператур. Этот метод до сих пор используется многими, возможно большинством исследователей, так как позволяет довольно обоснованно с учетом всех встреченных видов выделять в колонках осадков горизонты голоцена и стадий плейстоцена. Однако группировка видов часто производится достаточно произвольно. Нами был предложен более объективный вариант этой методики построения палеоклиматических кривых - метод "скользящей шкалы" (Бараш, 1975, 1980), который исключает произвольность в оценке относительной тепловодности видов.

Все эти и подобные приемы не открывали возможности для настоящих палеореконструкций, так как на их основе получались лишь оценки типа "теплее", "холоднее" и т.п.

Количественные методы определения четвертичных палеотемператур. Прежде чем перейти к методам количественных палеоокеанографических реконструкций на основе полных количественных анализов ископаемых комплексов, отметим полученные некоторыми исследователями данные относительно возможностей использования для этой цели морфологических особенностей отдельных видов. Так, в ряде работ А.Бе и его соавторов приводятся количественные данные о связи размеров и пористости раковин *Orbulina universa* и некоторых других видов с плотностью и температурой воды (Bé, 1968; Frerichs et al., 1972; Necht, 1976). Э.Болтовской (Boltovskoy, 1973b) предложил "простой метод реконструкции абсолютных палеотемператур" по соотношению лево- и правозавитых раковин *Globigerina bulloides*. По материалам сборов планктона в 50 экспедициях, проведенных в Юго-За-

падной Атлантике и в проливе Дрейка, он установил практически линейную зависимость: при повышении температуры воды от 3-4 до 15°C доля левозавитых раковин *G. bulloides* от суммы раковин этого вида понижалась от 80 до 60% (рис. 1). Автор отмечает, что эта зависимость справедлива лишь для района исследований, однако полагает, что с меньшей точностью она может быть использована не только для реконструкций плейстоценовых палеотемператур других районов, но и для плиоценовых. Однако установленные этими и другими подобными работами закономерности не получили распространения в практике палеотемпературных реконструкций.

Более эффективным оказалось использование соотношения лево- и правозавитых раковин вида *Globoquadrina pachyderma*. Отмеченный впервые Д.Эриксоном (Ericson, 1959) для Северной Атлантики переход от преимущественного развития правозавитой разновидности к преимущественному развитию левозавитой при температуре менее 7,2°C наблюдался в Южной Пацифике при температуре 9°C (Boltovskoy, 1966), а в Южной Атлантике при 6,5-6,8°C (Boltovskoy, 1969). Связи количественного соотношения этих форм вида с температурой воды посвящена одна из наших работ (Бараш, Оськина, 1978), в которой продемонстрирована возможность ее использования для палеотемпературного анализа и стратификации колоннок (рис.2). Особенностью *Gq. pachyderma*, благоприятствующей ее применению для палеореконовструкций, является обилие либо доминирование этого вида в умеренных климатических зонах океанов и абсолютное доминирование в субполярных и полярных зонах. Для более тепловодных зон постепенно стала очевидной необходимость использования для палеореконовструкций количественных данных по всем содержащимся в комплексах видам планктонных фораминифер. А это стало возможным лишь с накоплением данных об экологии планктонных фораминифер и, в частности, о распределении видов в воде и в осадках в зависимости от условий среды.

Начиная с конца 50-х годов были получены обширные сведения об экологии планктонных фораминифер, в основном благодаря исследованиям Дж.Брэдшоу (Bradshaw, 1959), многочисленным работам Э.Болтовского и особенно А.Бе, обобщенным в одной из его последних публикаций (Вé, 1977). Несмотря на очевидную необходимость таких данных их непосредственное использование для палеореконовструкций оказалось невозможным, так как танатоценозы не являются копией реальных биоценозов. Количественные и качественные характеристики биоценозов чрезвычайно подвижны и результаты их исследований представляют лишь моментальную и локальную картину, характеризующую определенный сезон, день и время суток (Boltovskoy, 1971). Одновременная "съемка" этой связи на достаточно больших площадях практически невозможна. Карты распределения видов планктонных фораминифер в планктоне или данные о их распределении на профилях по маршрутам научно-исследовательских судов представляют собой фактически графическое совмещение результатов продолжительных исследований и отражают весьма общие закономерности. Так, начиная с работ А.Бе (Вé, 1960) стали известны сезонные изменения количества фораминифер и видового со-

Рис. 1. Зависимость направления завивания *Globigerina bulloides* от температуры поверхностной воды в Юго-Западной Атлантике (Волтовской, 1973b)

По оси ординат - процент левозавитых раковин от всех раковин вид

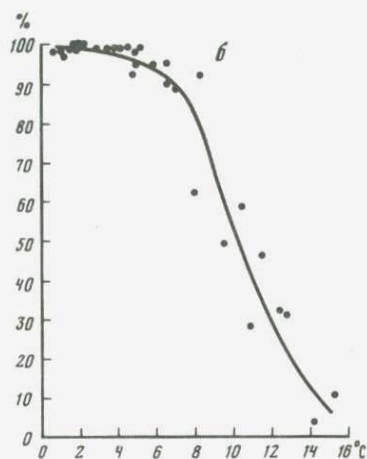
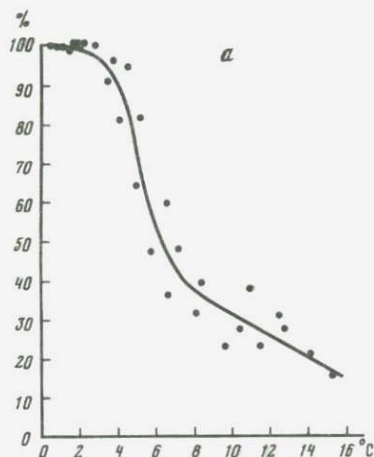
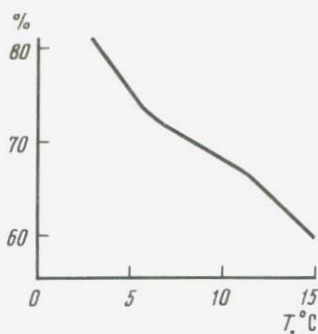
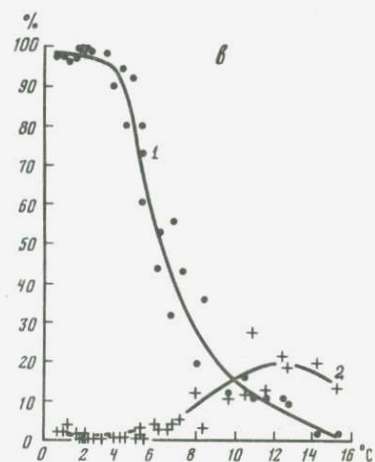


Рис. 2. Влияние температуры поверхностной воды на распределение *Globoquadrina pachyderma* и соотношение лево- и правозавитных раковин этого вида (Бараш, Оськина, 1978)

а - *Gq. pachyderma* s.l. (процент от раковин всех планктонных фораминифер); б - *Gq. pachyderma* sin. (процент от *Gq. pachyderma* s.l.); в - *Gq. pachyderma* sin. (1) и *Gq. pachyderma* dex. (2) от раковин всех планктонных фораминифер



става в биоценозах. Было показано, что танатоценозы далеко не всегда соответствуют реальным биоценозам, а представляют интегральные среднегодовые соотношения видов за сотни и тысячи лет, к тому же в большей или меньшей степени несколько искаженные в процессе отложения и захоронения раковин в осадках. Поэтому все современные методы количественных палеорекопструкций основаны на анализе связи с параметрами среды структуры (соотношения видов) танатоценозов, а не биоценозов.

В начале 60-х годов впервые была разработана методика количественного палеотемпературного анализа по структуре танатоценозов планктонных фораминифер для диапазона среднегодовых температур умеренной и частично субтропической зон Северной Атлантики от 8-9 до 18°C (Бараш, 1964б, 1970). Впоследствии эта методика была развита и дополнена, в современном варианте она используется в интервале температур от 2-3 до 27-28°C (Бараш, 1985). Ее краткое обоснование и описание приводятся ниже.

В конце 60-начале 70-х годов за рубежом также было предложено несколько методик палеотемпературного анализа по соотношению в танатоценозах видов планктонных фораминифер с использованием разных математических приемов. Так, В. Бергер (Berger, 1968), расположив виды в ряд по их связи с температурой ("температурный ряд"), предложил оценивать температурный индекс образцов по формуле

$$T_x = \sum (p_i r_i) / \sum p_i,$$

где T_x - мера температуры, p_i - доля вида в комплексе, r_i - Положение (номер) вида в температурном ряду. T_x переводится в температурные оценки с использованием эмпирических графиков для летних и зимних температур.

Вскоре был предложен близкий метод, в котором учитывался температурный оптимум для каждого вида, устанавливаемый по районам максимальных концентраций видов в воде или осадках (Lynts, Judd, 1971). Для реконструкции температуры производится расчет по формуле

$$T = \sum (p_i t_i) / \sum p_i,$$

где p_i - процентное содержание вида в комплексе, t_i - оптимальная температура. Приведенные формулы отличаются лишь тем, что во второй из них номер вида заменен оптимальной температурой, реконструируемая температура рассчитывается непосредственно, без применения дополнительных графиков. Несмотря на логичность метода его проверка на материалах из Южной Пацифики показала слишком большие ошибки - до 5°C (Berger, Gardner, 1975). Путем ряда приемов ошибка вычислений может быть, по оценке авторов, снижена до $\pm 2,2^\circ\text{C}$.

Затем А. Хехт предложил метод с использованием регрессионного анализа (Hecht, 1973a, b). Комплекс одного из образцов выбирается как стандарт и вычисляется степень сходства других образцов с этим стандартом. Оценки сходства калибруются по температуре методом линейной регрессии. Метод напоминает использование, например, доли в комплексе суммы процентных содержаний тропических или, наоборот, полярных видов (например, *Gq. pachyderma*), с дальнейшим сопоставле-

нием этой величины по мере ее снижения с температурой. А.Хехт отмечает, что метод хорошо "работает" при выборе в качестве стандарта самого "теплого" или самого "холодного" из серии образцов. По оценке автора, среднее отклонение определенных его методом температур от реально измеренных в этих же точках составляет $1,18^{\circ}\text{C}$.

Описанные три метода не получили распространения из-за одновременного появления гораздо более эффективного метода Дж.Имбри и Н.Кипп (Imbrie, Kipp, 1971). Сущностью их метода является получение температурных оценок с использованием нескольких стандартных образцов, или "факторов", отражающих типичные тропические, промежуточные, субполярные комплексы, эмпирически установленные на достаточно большой площади океана с использованием мультивариантного факторного анализа и регрессионного анализа их распределения в связи с температурой. В более позднем варианте (Kipp, 1976) методика получила большее фактическое обоснование. В ее основу были положены результаты количественного анализа планктонных фораминифер в 191 пробе поверхностного слоя осадков Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна. Использовалась фракция осадка более $0,149$ мм. Были отбракованы образцы с малым содержанием раковин (менее 300 экземпляров), с признаками турбидитов, доплейстоценовыми видами и с аномальным, не похожим на соседние образцы, составом фораминифер. Однако были оставлены образцы с мелководий, из районов апвеллингов и с признаками слабого растворения раковин. Для 20 видов составлены карты их процентного содержания в осадках. Все виды разделены на шесть групп: полярную, субполярную, переходную, субтропическую, тропическую и "краевую". При помощи факторного и регрессионного анализов получена переходная функция, которая связывает шесть групп фораминифер с 16 переменными величинами: температурой и соленостью на поверхности океана и на глубине 100 м для четырех сезонов. Н.Кипп пишет, что при 80-процентном доверительном интервале метод дает точность для температуры от $+1,5$ до $2,8^{\circ}\text{C}$ и для солености от $+0,36$ до $+0,64\%$.

Этот метод широко используется за рубежом не только по комплексам планктонных фораминифер, но и по другим группам планктонных организмов. На его основе были реконструированы палеотемпературы, палеосоленость, а по ним - и другие палеоокеанологические характеристики для ряда климатографических горизонтов плейстоцена разных районов Мирового океана и всего океана в целом. Сложность математической обработки данных с использованием ЭВМ требует либо сотрудничества микропалеонтолога с квалифицированным математиком, либо наличия в результате такого сотрудничества отлаженных программ, которыми микропалеонтолог, прошедший необходимую подготовку, мог бы пользоваться самостоятельно. В нашей стране ऐसा пока, к сожалению, факторный анализ применялся лишь в единичных случаях для группировки видов фораминифер (Иванова, Незлин, 1986; Поляк, 1985; Лукашина, 1986). Однако широко использовался для палеореконструкций метод, разработанный нами, и его модификации.

По материалам изучения нескольких сотен проб осадков

Атлантического океана были составлены карты распределения 26 видов планктонных фораминифер. Для двух видов (*Globobulimina pachyderma*, *Globobulimina truncatulinoides*) были составлены отдельные карты для лево- и правозавитых разновидностей, показывающих разную зависимость от температуры. Использовались раковины размером более 0,1 мм.

Затем была проанализирована зависимость распределения раковин каждого вида в осадках от среднегодовой температуры поверхностной воды и составлен температурный ряд видов, или ряд относительной теплопроводности, в котором они располагаются по порядку от наиболее холодноводного к наиболее тепловодному. Кроме наших данных, были учтены также опубликованные материалы по всем океанам. При составлении температурного ряда в первую очередь учитывалось положение районов максимальных процентных концентраций каждого вида в осадках. Если положение по отношению к температуре максимумов двух видов совпадало, то учитывалось, содержание какого из них быстрее уменьшается при уменьшении или увеличении температуры, т.е. тенденции, или градиенты. При совпадении максимумов и тенденций учитывались температурные пределы ареалов, т.е. параметр, который в других работах при составлении рядов относительной теплопроводности обычно используется в первую очередь. В результате проделанного анализа получен температурный ряд, представленный на рис.3 (Бараш, Блюм, 1974).

Целью нашего исследования являлось установление связи между структурой танатоценоза, т.е. количественным соотношением видов, и температурой. Однако распределение раковин отдельных видов в танатоценозах зависит также и от других факторов как экологических, так и влияющих на отложение и захоронение. В каждой отдельной пробе содержится обычно от нескольких до 25-28 видов. Таким образом, задача состояла в установлении закономерной связи между десятками переменных величин и температурой, что представляет большую сложность, причем не только и не столько математическую из-за необходимости количественного учета остальных факторов и учета их влияния.

Задача значительно упрощается при объединении видов, показывающих сходные связи с температурой в так называемые климатические группы - субарктическую, бореальную, субтропическую, тропическую и экваториально-тропическую (см.рис.3). Распределение в осадках суммарных процентных концентраций видов разных климатических групп показывает более четкую связь с температурой, чем отдельные виды, за счет нивелировки других факторов. Кроме того, упрощается задача, так как в несколько раз уменьшается число переменных величин.

Как видно из рис.3, ареалы большинства видов довольно широки и охватывают соседние климатические зоны. Поэтому в танатоценозах одновременно содержатся представители нескольких групп видов. Содержание каждой из них представляет собой зафиксированный в осадке суммарный сигнал о температуре водной среды и закономерно меняется при ее изменении (рис.4). На основании процентного соотношения этих групп было выделено несколько типов и подтипов тана-

тоценозов планктонных фораминифер, протягивающихся на дне субширотными полосами в определенных интервалах среднегодовых температур диапазоном в 2-3°C (Бараш, Блум, 1975). Характеристика типов и подтипов танатоценозов включает, кроме того, число видов и сведения о преобладающих видах. Все эти данные сведены в таблицу-ключ, используемую при палеотемпературном анализе (табл.1).

Соотношение видов, а тем более их климатических групп перестает играть роль в наиболее холодноводных районах океана, в субполярных и полярных зонах, где распространен моновидовой танатоценоз, в котором *Gq. pachyderma* составляет 90-100%. Однако здесь в зависимости от температуры изменяется соотношение лево- и правозавитой разновидностей этого вида (Бараш, Оськина, 1978). Таким образом, удается установить связь структуры танатоценозов с температурой во всем диапазоне среднегодовых температур Атлантического океана.

Конкретная методика определения палеотемператур и ограничения метода опубликованы ранее (Бараш, 1985). Для оценки точности метода рассчитано соответствие среднегодовых температур поверхности слоя воды, определенных по танатоценозам планктонных фораминифер из поверхностных проб осадков, средним многолетним температурам в тех же точках по гидрологическим данным. Использовались данные по 146 пробам, в том числе по 127 из Северной Атлантики и 19 - из Южной.

Среднеквадратичное отклонение данных от линии регрессии оказалось равным 0,9°C. При этом "фораминиферовые" температуры в среднем на 0,5°C превышали гидрологические. Таким образом, точность метода составляет около +1,5°C, т.е. приблизительно равна точности метода Дж.Имбри и Н. Кипп, описанного выше. На наш взгляд, большая точность недостижима независимо от методов обработки данных из-за отсутствия в самих танатоценозах более точной связи с параметрами водных масс, в частности с температурой. Сами биоценозы чрезвычайно изменчивы и подвижны, что было показано многочисленными работами А.Бе, Э.Болтовского и других исследователей. Кроме того, они в той или иной степени изменяются при формировании танатоценозов (горизонтальный перенос, сортировка и растворение раковин при падении на дно, перетолжение и растворение на дне, вертикальное перемешивание и, возможно, растворение в процессе биотурбации - переработки осадков рожками организмами, и т.п.). Следует также отметить, что гидрологические параметры, в частности температура, в определенных пределах довольно изменчивы во времени, а в танатоценозах из-за низких скоростей океанской седиментации отражены интегральные характеристики за сотни, а иногда и тысячи лет осадконакопления.

Осадки содержат раковины фораминифер, непрерывно оседающие на поверхность дна и образующие, таким образом, среднегодовые танатоценозы. Поэтому наиболее целесообразно устанавливать связь структуры танатоценозов со среднегодовыми, а не с сезонными температурами, вычленив из комплексов раковин компоненты, накопленные в тот или иной

Связь структуры танатоценозов планктонных фораминифер с температурой воды

Тип тана- тоценоза	Подтип	Темпе- ратура, °С	Соотношение климатических групп видов, %				Число видов	Примечание		
			Субпо- лярная	Умерен- ная	Субтро- пическая	Тропическая (Т) Экваториальная (Э)				
I. Субпо- лярный	-	< 8	> 30	0-70	0-5	0	1-10	Используется график зависи- мости субполярной группы (Gq. pachyderma sin.) от температуры		
	1а	< 4	> 90	0-5	0	0	1-5			
	1б	4-8	30-90	5-70	0-5	0	5-10	(Gq. pachyderma sin.) от температуры		
	1а	8-13	5-30	60-95	1-15	Ед.	10-12	Преобладают:		
	1а	8-10	"	"	"	"	"	Gq. pachyderma dex. (>35%) G. quinqueloba		
II. Умерен- ный	IIб	10-11	"	"	"	"	"	Gq. pachyderma dex. (>35%) G. bulloides		
	IIв	11-12	"	"	"	"	"	Gq. pachyderma dex. (>35%: Gt. glutinata (<20%)		
	IIг	12-13	"	"	"	"	"	Gq. pachyderma dex. (<35%) Gt. glutinata (>20%)		
	-	13-24	0-5	80-15	15-40	0-60	12-26	Преобладают:		
	IIIа	13-15	0-5	80-65	15-20	0-10	12-15	Gr. inflata		
III Субтро- пический	IIIб	15-18	Ед.	65-50	20-30	10-15	15-21	"		
	IIIв	18-20	"	50-35	30-40	15-25	19-22	G. humilis		
	IIIг	20-22	"	35-25	40-30	25-45	19-23	"		
	IIIд	22-24	"	25-15	30-25	45-60	23-26	"		
IV. Тропи- ческий	-	> 24	0	< 15	< 25	Т+Э 60-95	Т 40-70	Э 15-50	18-23	-
	IVа+тро- пический	24-26	"	"	"	60-80	40-70	15-25	20-23	
	IVб-эква- ториаль- ный	> 26	"	0-5	< 15	80-95	40-50	25-50	18-20	

сезон, не представляется возможным. А эта операция позволила бы решать важную обратную задачу - реконструировать сезонные палеотемпературы по ископаемым комплексам.

Однако среднегодовые танатоценозы содержат информацию о сезонных температурах, поскольку каждый тип и подтип танатоценозов распространен на дне в пределах полосы определенных температурных колебаний. Сравнивая карты танатоценозов с картами сезонных изотерм, можно наметить характерные количественные связи. Такой анализ был сделан для зимних (февраль) и летних (август) температур Северной Атлантики (табл.2). Поскольку само выделение типов и подтипов танатоценозов было проведено с учетом положения среднегодовых изотерм, их связь выявлена точнее, чем связь с сезонными температурами. Зимние изотермы располагаются более широтно, чем летние, и лучше соответствуют границам подтипов танатоценозов. Поэтому значения зимних температур, приведенных в таблице, более достоверны, чем значения летних.

Этим методом реконструированы многие десятки палеотемпературных кривых по колонкам осадков всех широт Атлантического океана, исследованы палеоокеанологические условия в отдельных его регионах, восстановлены поля палеотемператур для определенных временных уровней позднего плейстоцена в масштабе всей Атлантики, а по ним - и положение водных масс, фронтальных зон, течений и т.д. (Бараш, 1984; и др.). Доказана применимость метода, по-видимому с меньшей точностью, для Тихого и Индийского океанов (Блюм, 1982; и др.) и некоторых морей.

В Индо-Тихоокеанской биогеографической провинции встречается ряд видов планктонных фораминифер, отсутствующих в Атлантике. В экваториально-тропических зонах Индийского и Тихого океанов среднегодовые температуры поверхностной воды достигают 28-30°C. Поэтому метод, основанный только на материале по Атлантике, был несколько изменен Е.В.Ивановой (1983). Она использовала данные по Атлантике, полученные М.С.Барашом, Н.С.Блюм и Н.С.Оськиной, добавив к нему данные Н.С.Блюм по Тихому океану и свои - по Индийскому океану и Красному морю, всего 182 пробы (более половины по Атлантике). За основу были приняты приведенные выше температурный ряд видов и их климатическая группировка за исключением *Globigerinita glutinata*, которая была принята "эвритермной". Анализ распространения видов, отсутствующих в Атлантике, позволил добавить к субтропической группе *Globorotalia anfracta*, *Gr. bermudezi*, *Gr. crotonensis*, к тропической - *Gr. pumilio*, *Nastigerina pelagica*, к экваториально-тропической - *Globoquadrina hexagona*, *Gq. conglomerata*, *Globigerinella adamsi*. Анализировалась зависимость между соотношением климатических групп и температурой в точках всех проб с осреднением по одноградусным интервалам. В результате получена несколько иная таблица-ключ, дающая, однако, близкие результаты. Ее существенным преимуществом является возможность определения палеотемператур в диапазоне 27-30°C.

Для своеобразных условий Японского моря С.П.Плетнев (1979) создал свой вариант метода. Он проанализировал рас-

Связь типов и подтипов танатоценозов планктонных фораминифер с температурой поверхностного слоя воды

Тип танатоценоза	Подтип	Температура, °С		
		средне- годовая	зимняя (февраль)	летняя (август)
I. Субполярный		< 8	< 6	< 10
	1a	< 4-5	2-3	< 8
	1б	4-8	2-6	8-10

II. Умеренный (бореальный)	-	8-13	6-11	10-16
	IIa	8-10	6-7	10-11
	IIб	10-11	7-8	11-12
	IIв	11-12	8-9	12-15
	IIг	12-13	9-11	15-16

III. Субтропический	-	13-24	11-22	16-27
	IIIa	13-15	11-12	16-18
	IIIб	15-18	12-15	18-22
	IIIв	18-20	15-18	22-25
	IIIг	20-22	18-20	25-26

IV. Тропический	-	> 24	> 22	> 26
	IVa тропический	24-26	22-25	~27
	IVб экватори- альный	26-28	25-27	27-28

пределение видов в поверхностном слое осадков, произвел их группировку по климатическому признаку. Изменения процентных соотношений климатических групп видов (арктической, бореальной, субтропической, тропической) связаны со среднегодовыми температурами 5-19°C. Использование автором элементов теории множеств и расчеты коэффициентов сходства между пробами по формуле Серенсена-Чекановского привели к созданию ключевой таблицы для палеотемпературного анализа, близкой к нашей.

Как показано выше, все методы реконструкции четвертичных палеотемператур по танатоценозам планктонных фораминифер как зарубежные, так и наш в разных модификациях несмотря на независимое их возникновение развились на сходной актуалистической основе и состоят из последовательности одинаковых операций. Эта последовательность включает: исследование распределения видов в поверхностном слое осадков; выделение групп видов, показывающих сходную зависимость от условий среды; анализ соотношения этих групп в танатоценозах в зависимости от температуры поверхностной воды или других условий с помощью визуальных или математических приемов; представление результатов анализа в виде ключевых таблиц или математических функций; использование этих таблиц или функций для реконструкции палеотемператур по ископаемым танатоценозам из образцов осадков.

О реконструкциях условий палеосреды дочетвертичных океанов по танатоценозам планктонных фораминифер. С началом глубоководного бурения и поступлением обильной и всесторонней палеоокеанологической информации в результате обработки кернов океанских осадков резко усилился интерес к микропалеонтологическим исследованиям, которые, кроме стратиграфической основы для других геологических построений, давали важнейшие сведения о климатических изменениях, тектонической эволюции и др. Палеоклиматические стороны палеоокеанологии выявляются в основном по изотопно-кислородным и палеобиогеографическим данным. Последние зафиксированы в танатоценозах, которые анализируются с применением различных методов. Методы и результаты исследований мезозойско-кайнозойской палеоокеанологии Мирового океана изложены в сотнях публикаций. Мы кратко рассмотрим в качестве примеров лишь некоторые из них, непосредственно относящиеся к теме сообщения, не касаясь других аспектов палеоокеанологии, также реконструируемых по танатоценозам планктонных фораминифер, таких, как продуктивность, растворение, размыв и переотложение на дне, роль в осадконакоплении и в геохимии гидросферы и атмосферы, эволюция этих организмов в связи с изменениями условий палеосреды.

Широтные миграции биопровинций планктонных фораминифер в связи с климатическими изменениями в неогене впервые анализируются в работах 60-х годов (Vandy, 1960; и др.). В этих работах используется тот факт, что комплексы неогеновых планктонных фораминифер часто содержат в качестве доминантных ныне живущие виды, экология которых известна. Таким образом, такие комплексы характеризуют умеренную, субтропическую и другие биопровинции. Прослеживая их распределение на меридиональных профилях, авторы составили представление о климатических колебаниях. В некоторых работах делались попытки палеотемпературных оценок. Так, Дж. Ингл (Ingle, 1973, 1977) наметил миграции "биофаций" планктонных фораминифер по профилю вдоль восточной окраины Северной Пацифики за 12 млн лет на основе актуалистического подхода, но используя недостаточно четкие количественные представления о связи с температурой. Присутствие исключительно левозавитой *Globoquadrina pachyderma* интерпретировалось как свидетельство поверхностных температур 10°C и ниже, присутствие исключительно правозавитой формы этого вида - 15°C и выше. Субтропическая "биофация" выделялась по большим количествам глобигериноидесов и килеватых глобоборгаллий и принималась как показатель температуры 20°C и выше. Тем не менее автору удалось установить основные этапы климатических колебаний, например продвижения субарктической "биофации" на юг от 60 до 25° с.ш. (около 2000 миль), связанные с неогеновыми похолоданиями около 11-10, 6-5 и 3 млн лет назад, а также в плейстоцене.

В работе Г.Келлер (Keller, 1979) позднегоеновые климатические колебания по скв.296 из северо-западной части Тихого океана оценены по процентному соотношению между родами планктонных фораминифер. Холодные интервалы характеризуются обилием представителей родов *Globigerina* и *Glo-*

bigerinita и низким содержанием Globorotalia, теплые - обратным соотношением. В данном случае использованы общие представления об относительной теплопроводности этих родов, известные по их экологии в настоящее время.

В большинстве работ, содержащих палеоокеанологические построения на основе палеобиогеографических данных по планктонным фораминиферам, используется все возрастающая информация о приуроченности ископаемых видов к тем или иным биопровинциям, климатическая характеристика которых оценивается по их географическому положению, а иногда подкрепляется данными изотопно-кислородного анализа. Постепенно создались представления о комплексах, характерных для разных биопровинций. Так, в среднем миоцене экваториальные комплексы Тихого океана представлены в основном видами групп Globorotalia foehsi, Gr. siakensis, Gr. contipoua, среднеширотные комплексы - видами групп Globigerina quinqueloba, G. bulloides, видом Globorotaloides trema (Keller, 1981; и др.).

Для более древних эпох, в которых не только комплексы фораминифер, но и климатические и палеоокеанологические условия могут коренным образом отличаться от неогеновых и современных, интерпретация данных затрудняется. Различие комплексов, приуроченных к широтным поясам, естественно, принимается как отражение климатической зональности. Так, в мелу и палеогене по планктонным фораминиферам выделяется тропическая провинция Тетиса и внутритропические "бореальная" и "австралийская" провинции. Более тепловодная провинция характеризуется килеватыми планктонными фораминиферами и большим видовым разнообразием. Видовое разнообразие в целом отражает обилие экологических ниш. Оно повышалось с увеличением степени стратификации водной толщи и меридиональных термических горизонтов.

А. Борсма и И. Премоли Сильва (Boersma et al., 1983) в работе по палеоценовой палеоокеанологии Атлантического океана, прослеженной для нескольких стратиграфических интервалов, использовали несколько методов. Для биогеографического анализа таксоны фораминифер были объединены в 12 групп на основании филогенетических связей, морфологического сходства и по биогеографическому единству. Исследовано видовое разнообразие. Для оценки палеотемператур использованы данные изотопно-кислородного анализа 20 видов и выявлена их глубинная стратификация. На этом основании установлены поверхностные и придонные палеотемпературы по 4-10 точкам для каждого интервала. Выделены виды, индикаторные для низкоширотной, среднеширотной и высокоширотной биопровинций. Намечены климатические колебания, например оптимумы около 62 и 60 млн лет назад, когда теплые течения достигали Западной Гренландии и Фолклендского плато. Это тщательное исследование основано исключительно на анализе собственно палеоценовых закономерностей распределения фораминифер, без актуалистического подхода, за исключением общих представлений. Для палеоклиматической интерпретации использованы фактически два основных показателя - изотопно-кислородный состав раковин отдельных видов и видовое разнообразие.

Результаты глобального анализа распределения планктонных фораминифер в неогене в основном по результатам первых 50 рейсов б/с "Гломар Челленджер" представлены в работе В.Берггрена (Berggren, 1984). Хотя автор не описывает методику своего анализа, судя по приведенным примерам, для ряда видов составлялись карты глобального распределения, для стратиграфически важных видов даны графики их меридионального распространения, позволяющие судить о широтных границах их ареалов и, таким образом, получить представление об их приуроченности к климатическим поясам. Отметим, что количественные или полуколичественные данные об обилии видов, иногда приведенные в оригинальных публикациях, в работе В.Берггрена не использованы. Анализ позволил автору выделить группы видов, характеризующие широтные, климатически обусловленные биопровинции.

Предпринимаются попытки использовать для палеоклиматических интерпретаций полные количественные анализы ископаемых комплексов и точные математические методы их обработки. Так, в работе Р.Пура (Poore, 1981) результаты количественного подсчета видов планктонных фораминифер в позднемiocеновых осадках скв.334 и 410 из Северной Атлантики подверглись математической обработке при помощи Q -модификации компонентного анализа. Выявлено, в частности, что колебания группы *Neogloboquadrina* (*pachyderma*, *atlantica* и др.) противофазны колебаниям группы *Globorotalia menardii*. Увеличение содержания первой группы интерпретировалось как свидетельство похолодания и, наоборот. В данном случае строго математические приемы лишь подтвердили широко известные данные.

Сложность использования результатов оригинальных микропалеонтологических исследований скважин глубоководного бурения для широких палеоокеанологических построений заключается в разнородности представления данных о содержании в образцах раковин видов планктонных фораминифер. В некоторых случаях лишь указывается наличие видов, важных для установления возраста отложений, в других проводятся данные полного количественного анализа, в третьих приводятся словесные оценки относительного обилия (редко, мало, много и т.п.).

С точки зрения использования таких данных для точной их математической обработки большой методический интерес представляют обобщающие работы К.Сансетты (Sansetta, 1978, 1979) по палеогену и неогену Тихого океана. Для выделения биогеографических провинций она использовала данные по распределению и обилию видов планктонных фораминифер, известного наннопланктона и радиолярий (для палеогена - по первым 35 рейсам б/с "Гломар Челленджер"). Качественные и полуколичественные данные переводились в количественные, пригодные для математической обработки. Так, оценке "редко" соответствует в работе содержание вида в количестве 1-5%, "мало" - 5-15, "много" - 60-85% и т.п. Данные по трем группам организмов были подвергнуты факторному анализу (отдельно качественные и полуколичественные). В результате этих работ для ряда временных срезов палеогена и неогена Тихого океана были составлены схемы положения биогео-

графических провинций. Каждая биопровинция охарактеризована доминирующими видами микропланктона. Температурная оценка биопровинций приведена по изотопно-кислородным данным. Рассмотрение полученной серии схем дает важную информацию о палеоокеанологической эволюции региона, нашедшей отражение в распределении микропланктона.

Перед Лабораторией палеоэкологии и биостратиграфии ИОАН СССР, занятой исследованиями по проекту "Палеоокеанология", была поставлена задача палеоокеанологических реконструкций по палеоэкологическим данным, в основном по результатам глубоководного бурения. Предполагалось, в частности, создать серии площадных палеобиогеографических реконструкций в масштабе Мирового океана для срезов с шагом около 5 млн лет. Ясно, что самостоятельное количественное изучение многих сотен скважин глубоководного бурения в возрастном диапазоне от мела до голоцена в течение нескольких лет не выполнимо. Поэтому возникла необходимость разработки методики обобщения опубликованных результатов. При реконструкции палеоэкологических условий по планктонным фораминиферам было использовано распространение описанного выше (Бараш, 1985; и др.) метода палеотемпературного анализа по танатоценозам на дочетвертичные комплексы (естественно, с некоторыми изменениями). Следует отметить, что для позднеплиоценовых комплексов возможно непосредственное применение этого метода, так как ныне живущие виды часто составляют в них более 80-90% всех раковин. Поскольку содержание каждой климатической группы в пределах типов и подтипов танатоценозов колеблется в пределах 10-15%, а вымершие виды должны попадать в разные климатические группы, их влиянием можно пренебречь. Точность палеотемпературных реконструкций при этом несколько снижается.

Однако, пользуясь рядом приемов, которые можно назвать методом последовательных приближений, нетрудно восстановить температурную толерантность вымерших видов - температурные (или по крайней мере широтные) границы их ареалов, положение оптимумов их развития в связи с температурой (или широтой). С этой целью для каждого возрастного среза, начиная с наиболее поздних, по данным бурения строятся схемы площадного распределения видов. По возможности наносятся количественные или полуколичественные оценки обилия. Широтные границы ареалов и положения оптимумов вымерших видов сравниваются с этими же показателями для ныне живущих видов, но для того же возрастного среза. Для каждого из вымерших видов подбираются возможно более близкие с биогеографической точки зрения аналоги из числа современных видов, экология которых хорошо известна.

По мере исследования все более древних возрастных срезов сокращается число ныне живущих видов вплоть до полного их исчезновения, и возрастает число вымерших видов. В этом случае выявляется их температурная (или широтная) приуроченность путем сравнения с видами, вымершими позже, уже получившими соответствующие характеристики при сравнении с ныне живущими при анализе более поздних срезов (метод последовательных приближений). Сопоставление данных по всем океанам позволяет получить наиболее полную карти-

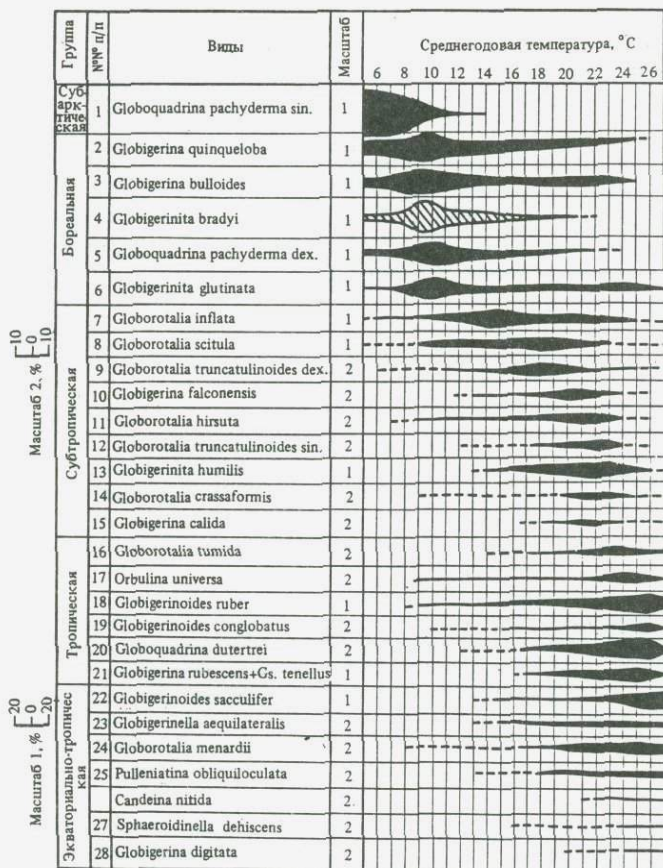


Рис. 3. Распределение раковин видов планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Атлантического океана в зависимости от температуры поверхностной воды (Бараш, 1980)

Толщина линии отражает обилие вида (процент в масштабах 1 и 2), штриховая линия - неустойчивая встречаемость (единичные раковины в отдельных пробах) (вид 4 - во фракции более 0,05 мм, остальные - во фракции более 0,1 мм)

ну. Таким образом, для кайнозойских ископаемых видов, за исключением встреченных в небольшом числе скважин, удастся выявить их климатическую приуроченность.

Другая проблема - получение количественных данных о процентном содержании видов для их суммирования по климатическим группам и выявления структуры танатоценозов. С такой же проблемой, как упоминалось, столкнулась К.Сансетта (Sansetta, 1978, 1979). Перевод полуколичественных оце-

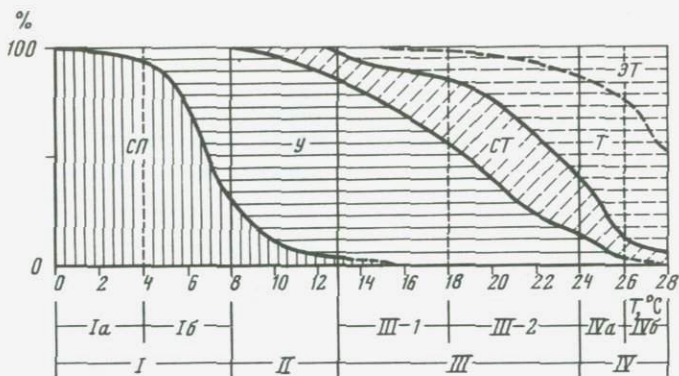


Рис.4. Соотношение климатических групп видов в танатоценозах поверхностного слоя осадков Атлантического океана в зависимости от климатических зон и температуры поверхностной воды (Бараш, 1980)

Группы: СП - субполярная, У - умеренная, СТ - субтропическая, Т - тропическая, ЭТ - экваториально-тропическая. Климатические зоны: I - субполярная, II - умеренная, III - субтропическая, IV - тропическая (с подзонами)

нок в количественные осуществляется при помощи балльной системы ("редко" и "очень редко" - 1 балл, "обильно" - 30 баллов и т.п.), разработанной с учетом применяемой зарубежными исследователями системы оценок (Иванова, Бараш, 1982). Оценка в баллах принимается как мера количества раковин вида в комплексе, далее проводится расчет его процентного содержания. Вычисляется процентное соотношение климатических групп видов и, таким образом, в соответствии со структурой танатоценоза по табл.1 определяется его климатическая принадлежность, т.е. выявляется по крайней мере тип танатоценоза (субполярный, умеренный и т.д.). Конечно, при использовании полуколичественных оценок, к тому же данных различными исследователями, сколько-нибудь точные палеотемпературные оценки невозможны. Однако приблизительные оценки в рамках температурных диапазонов танатоценозов (см.табл.1) и в этом случае представляются возможными. Таким образом, проводится картирование распространения типов, а при достаточном количестве данных и подтипов танатоценозов для отдельных возрастных срезов, т.е. реконструируется положение биопровинций планктонных фораминифер, получающих определенную микропалеонтологическую характеристику и температурную оценку. Последняя проверяется по точкам, для которых имеются данные полных ко-

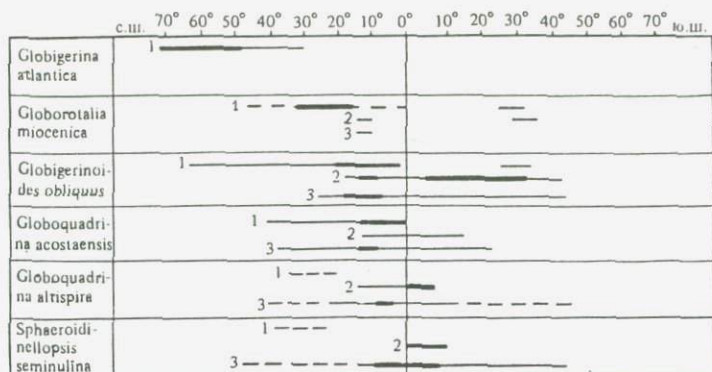


Рис.5. Широтное распределение некоторых вымерших видов планктонных фораминифер в позднем плиоцене (по Н.С. Оськиной и др., 1982)

1-3 - океаны: 1 - Атлантический, 2 - Индийский, 3 - Тихий

личественных анализов. По ограниченному количеству скважин проводятся дополнительные контрольные анализы для проверки достоверности результатов построений по опубликованным материалам других исследователей. Кроме того, для полноты реконструкций используются данные изотопно-кислородных палеотемпературных оценок, исследований по другим организмам, сопоставление с реконструкциями по континентам.

Этим методом осуществлены палеорекострукции для серии возрастных срезов кайнозоя, в частности для трех уровней плиоцена, соответствующих фораминиферовым зонам № 19, 20, 21 (Иванова, Бараш, 1982; Оськина и др., 1982). Из 62 видов плиоценовых планктонных фораминифер 27 ископаемых. Для последних проведен анализ их широтного распределения, позволивший путем сравнения с ныне живущими включить их в ту или иную климатическую группу. Так, *Globigerina atlantica* была включена в умеренную группу, *G. nepenthes*, *Globorotalia tosaensis*, *Gr. miocenica*, *Gr. margaritae* в субтропическую, *Globigerinoides obliquus*, *Globoquadrina acostaensis* в тропическую, *Globoquadrina altispira*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* в экваториально-тропическую (рис.5). Последующие построения позволили наметить глобальное положение климатических зон, или биопровинций, и проследить их миграции во времени в связи с климатическими колебаниями. По десяти скважинам выполнены количественные анализы.

Использование описанного метода дает возможность на единой методической основе небольшому коллективу специалистов по планктонным фораминиферам выполнить в ограниченные сроки палеоэкологические построения в глобальном масштабе для серии временных срезов кайнозоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С. Экология планктонных фораминифер в северной части Атлантического океана и их значение для стратиграфических исследований//Тр.ИОАН СССР.1964а.Т.65. С.229-258.
- Бараш М.С. Стратиграфия и фораминиферы осадков Северной Атлантики//Бюл. МОИП. Отд.геол.1964б.№ 6.С.148-149.
- Бараш М.С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970.103с.
- Бараш М.С. Палеогеографические реконструкции по четвертичным планктонным фораминиферам//Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975.С.28-36.
- Бараш М.С. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции//Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука,1980.С.102-128.
- Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантики//XXУП Междунар.геол.конг. Палеоокеанология. Колл.03. Доклады. М.: Наука, 1984. Т.3.С.130-139.
- Бараш М.С. Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам//Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.С.134-141.
- Бараш М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды//Микропалеонтология морей и океанов. М.: Наука,1974.С.138-150.
- Бараш М.С., Блюм Н.С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер в Северной и Экваториальной Атлантике//Океанология. 1975.Т.15,вып.1.С.108-115.
- Бараш М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды//Микропалеонтология морей и океанов. М.: Наука,1979.С.138-149.
- Бараш М.С., Оськина Н.С. Распределение в океанских осадках раковин *Globigerina pachyderma* (Ehr.) в зависимости от температуры//Морская микропалеонтология. М.: Наука,1978.С.196-205.
- Блюм Н.С. Палеотемпературные реконструкции по планктонным фораминиферам для плейстоцена различных районов Мирового океана: Автореф.дис.канд.геол.-минерал.наук. М., 1982.24с.
- Иванова Е.В. О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам//Океанология.1983.Т.23,вып.3.С.456-463.
- Иванова Е.В., Бараш М.С. Опыт оценки климатической зональности Индийского океана в плиоцене по данным глубоководного бурения//Там же.1982.Т.22,вып.1.С.71-79.
- Иванова Е.В., Незлин Н.П. Выделение ассоциаций планктонных фораминифер в современных осадках Мирового океана при помощи факторного анализа//Там же.1986.Т.26,вып.1.С.94-99.

- Лукашина Н.П. Стратиграфия позднечетвертичных осадков и палеоокеанология Северной Атлантики и Норвежского моря (по данным изучения фораминифер): Автореф.дис....канд. геол.-минерал.наук. М.,1986.25с.
- 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.
- Плетнев С.П. Расчленение донных отложений и палеогеографические этапы развития Японского моря в позднем плейстоцене-голоцене по планктонным фораминиферам: Автореф. дис....канд.геол.-минерал.наук. М.,1979.22с.
- Поляк Л.В. Фораминиферы донных отложений Баренцева и Карского морей и их стратиграфическое значение: Автореф. дис....канд.геол.-минерал.наук. Л., Горный ин-т.1985. 22с.
- Bandy O.L. Planktonic foraminiferal criteria for paleoclimatic zonation//Sci.Rep. Tohoku Univ. Ser.Geol. 1960. Спец.vol.,N 4.Р.1-8.
- Bé A.W.H. Ecology of Recent planktonic foraminifera. pt 2. Bathymeric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Bermuda//Micropaleontology. 1960.Vol.6,N 4. Р.373-392.
- Be A.W.H. Shell porosity of Recent planktonic foraminifera as a climatic index//Science.1968.Vol.161,N 3844. Р.881-884.
- Bé A.W.H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera//Oceanic micropaleontology. L.: Akademic Press. 1977.Vol.1.Р.1-100.
- Berger W.H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation//Deep-Sea Res. 1968. Vol.15.Р.31-43.
- Berger W.H., Gardner J.V. On the determination of Pleistocene temperatures from planktonic foraminifera//J.Foraminiferal Res. 1975.Vol.5,N 2.Р.102-113.
- Berggren W.A. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and biogeography: Atlantic, Mediterranean and Indo-Pacific regions//Pacific neogene datum plains. Tokyo: 1984.Р.111-161.
- Boersma A., Premoli Silva I. Paleocene planktonic foraminiferal biogeography and the paleoceanography of the Atlantic Ocean//Micropaleontology. 1983.Vol.29,N 4. Р.355-381.
- Boltovskoy E. La zona de convergencia subtropical/subantarctica en el océano Atlantico (parte occidental)// Serv.hidr.nav. (Buenos Aires). 1966.Vol.640.Р.1-69.
- Boltovskoy E. Foraminifera as hydrological indicators// Proc.I Intern.Conf.Plankt.Microfoss. Leiden, 1969. Vol.2.Р.1-14.
- Boltovskoy E. Patchiness in the distribution of planktonic foraminifera//Proc.II Plankt.Conf. Roma, 1971. Р.107-115.
- Boltovskoy E. Reconstruction of Postpliocene climatic changes by means of planktonic Foraminifera//Boreas. 1973a.Vol.2,N 2.Р.55-68.

- Boltovskoy E. Note on the determination of absolute surface water paleotemperature by means of the foraminifer - *Globigerina bulloides* d'Orbigny//*Paläontol.Ztschr.* 1973b.Bd.47,N 3/4.S.152-155.
- Bradshaw J.S. Ecology of living planktonic Foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean//*Cushman Found.Res.Contrib.* 1959.Vol.10,N 2.P.25-64.
- Cushman J.A., Henbest L.G. Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland. Pt 2. Foraminifera//*US Geol.Surv.Profess.Pap.A.* 1941.Vol.196.P.35-54.
- Ericson D.B. Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index//*Science.* 1959.Vol.130,N 3369. P.219-220.
- Fricson D.B., Ewing M., Wollin G., Heezen B.C. Atlantic deep-sea sediment cores//*Geol.Soc.Amer.Bull.* 1961.Vol. 72,N 2.P.193-268.
- Ericson D.B., Wollin G. Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean//*Deep-Sea Res.* 1956.Vol.3.N 2.P.104-125.
- Frerichs W.E., Heiman M.E., Borgman L.E., Bé A.W.H. Latitudinal variations in planktonic foraminiferal test porosity. Pt 1. Optical studies//*J.Foraminiferal Res.* 1972.Vol.2,N 1.P.6-13.
- Hecht A.D. Faunal and oxygen isotopic paleotemperatures and the amplitude of glacial interglacial temperature changes in the Equatorial Atlantic, Caribbean Sea and Gulf of Mexico//*Quat.Res.* 1973a.Vol.3,N 4.P.671-690.
- Hecht A.D. A model for determining Pleistocene paleotemperatures from planktonic foraminiferal assemblages//*Micropaleontology.* 1973b.Vol.19.P.68-77.
- Hech A.D. An ecologic model for size variation in recent planktonic foraminifera: Applications to the fossil record//*J.Foraminiferal Res.* 1976.Vol.6,N 4.P.295-311.
- Imbrie J., Kipp N.G. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core//*The Late Cenozoic Glacial ages.* New Haven: Gale Univ. Press. 1971.P.71-181.
- Ingle J.C. Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleoceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean//*Init.Rep.DSDP.* 1973.Vol.18.P.949-960.
- Ingle J.C. Summary of Late Neogene Planktic foraminiferal biofacies, biostratigraphy, and paleoceanography of the marginal north Pacific Ocean (abstract)//*Proc.I Intern.Congr. on Pacif. Neogene Stratigr. Tokyo, 1977.* P.177-182.
- Keller G. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the North-west Pacific DSDP Site 296//*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979.Vol.27.P.129-154.
- Keller G. Miocene biochronology and paleoceanography of the north Pacific//*Mar. Micropaleontol.* 1981.Vol.6. P.535-551.

- Kipp N.G. New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the north Atlantic// Geol.Soc.Amer.Mem.1976.Vol.145.P.3-41.
- Lynts G.W., Judd J.B. Late Pleistocene paleotemperatures at Tongue of the Ocean, Bahamas//Science. 1971.Vol.171. P.1143-1144.
- Murray J. On the distribution of the pelagic Foraminifera at the surface and on the floor of the ocean//Natur. Sci. (Ecology). 1897.N11.P.17-27.
- Murray J., Renard A.F. Deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S.Challenger in the years 1872-1876//Rept.Vog.Challenger. L.: Longmaus.1891.525P.
- Parker F.L. Eastern mediterranean foraminifera//Rep.Swed. Deep-Sea Exp. (1947-1948). 1958.Vol.8,N4.P.219-283.
- Philippi E. Die Grundproben der deutschen Südpolar Expedition 1901-1903//Dt. Südpolar Exp. 1910.Vol.2,N6.S.411-616.
- Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F. North Atlantic foraminifera//Rep.Swed.Deep-Sea Exp. 1953.Vol.7,N1.P.1-122.
- Poore R.Z. Late Miocene biogeography and paleoclimatology of the central north Atlantic//Mar.Micropaleontol.1981. Vol.6.P.599-616.
- Sansetta C.A. Neogene Pacific microfossils and paleoceanography//Ibid. 1978.Vol.3.P.347-376.
- Sansetta C. Paleogene Pacific microfossils and paleoceanography//Ibid. 1979.Vol.4.P.363-398.
- Schott W. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans//Wiss.Ergebnisse.Dt.Atlant.Exp. "Météor", 1925-1927. B.,1935.Bd.3,N3.S.43-134.
- Schott W. On the sequence of deposits in the Equatorial Atlantic Ocean//Göteborg Kungl.Vetenskaps och Vitt. - Samh.Handl., Ser.B. 1952.Vol.6.P.1-15.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В
ОСАДКАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Н.В.Беляева

Накопление биогенных карбонатных осадков в океане и карбонатных составляющих в них определяется взаимодействием факторов, подчиненных климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональности (Безруков, 1964), причем наиболее важное значение в формировании пелагических фаций имеют факторы первых двух типов зональности. Циркумконтинентальная зональность наиболее четко проявляется в окраинных частях океана и заключается в закономерной смене состава осадков по мере удаления от суши, в том числе в изменении количества карбонатного материала, соотношения его с терригенным материалом, а также в изменении качественного состава карбонатов.

Для понимания циркумконтинентальной зональности много дали работы А.П.Лисицына (1978), Д.Е.Гершановича (Гершанович и др., 1972), Е.М.Емельянова, Ю.М.Сенина (1969), Г.Н.Батурина (1978), Ю.М.Сенина (1968), посвященные вопросам осадконакопления в приконтинентальных районах океана. Особый интерес представляет осадконакопление на шельфах, которые омываются прибрежными ветвями восточных пограничных течений, генерирующих мощные апвеллинги. Апвеллинг (подток к шельфу и подъем подповерхностных вод, обогащенных фосфором и другими биогенными элементами) относится к числу наиболее значительных явлений, происходящих в ряде прибрежных районов современных морей и океанов. Районы апвеллингов характеризуются высокой биологической продуктивностью вод и своеобразием геологических процессов - усиленным накоплением в осадках органического вещества, кремнезема, высокими скоростями осадконакопления, современным фосфоритообразованием, которые определяют специфику фациальных условий шельфовой зоны. Примером такого района является шельф юго-западной Африки, который находится в зоне интенсивного апвеллинга и омывается на юге холодным Бенгельским течением. На поверхности дна шельфа и верхней части континентального склона юго-западной Африки распространены кремнистые (диатомовые), известковые, терригенные и глауконитовые осадки. Известковый материал в этих осадках представлен исключительно биогенными карбонатами. В песках и крупных алевролитах - это раковины пелеципод, гастропод, фораминиферы, а также скелетные образования мшанок, иглокожих и др., в илах (внешняя зона шельфа и континентальный склон) - главным образом, планктонные и бентосные фораминиферы (Емельянов, Сенин, 1969). Выяснение особенностей распределения названных компонентов осадка представляет большой интерес, так как позволяет выявить дополнительные

конкретные черты специфики осадконакопления в районах апвеллинга.

В литературе содержатся довольно обширные и убедительные данные по распределению бентосных фораминифер на шельфе и континентальном склоне Юго-Западной Африки (Басов, 1974). Сведения о распределении планктонных фораминифер столь скудны и отрывочны (Pratje, 1939; Schott, 1935) или касаются только количественного распределения раковин (Басов, Беляева, 1974), что не могут послужить основанием для получения сколько-нибудь полной картины распространения их.

Весной 1968 г. в 3-м рейсе НИС "Академик Курчатов" на шельфе Юго-Западной Африки Г.Н. Батурин собрал пробы поверхностных донных осадков, которые любезно предоставил в наше распоряжение. В 39 пробах, собранных дночерпателем "Океан-50" и прямоточными трубками между экватором и 24° ю.ш. с глубин от 50 до 1680 м (табл.1, рисунок), нами было изучено распределение планктонных фораминифер. Для всех проб подсчитано общее число раковин планктонных фораминифер (экз./г осадка), определен видовой состав, подсчитано число раковин (экз./г осадка) и процентное содержание (по отношению к суммарной численности раковин планктонных фораминифер) каждого вида (табл.2,3). Эти определения позволили подойти к выяснению особенностей распределения планктонных фораминифер в осадках шельфа юго-восточной периферии Атлантического океана.

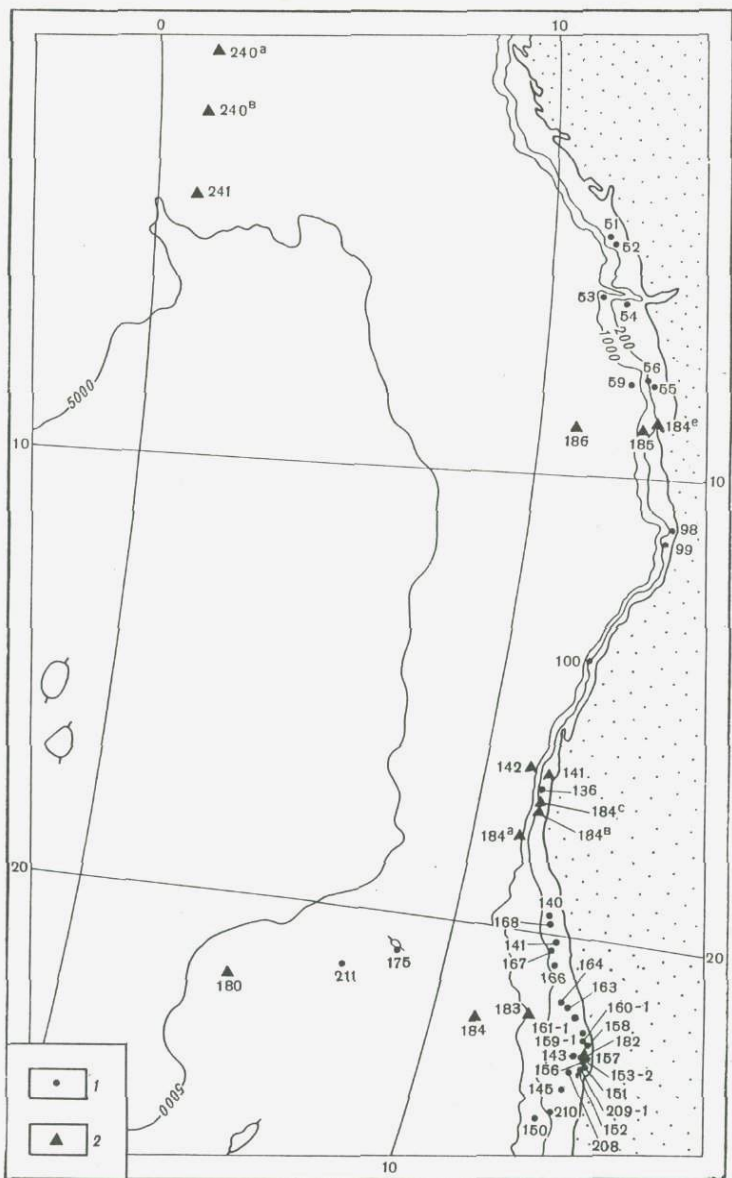
В районе исследования в 1925-1927 гг. немецкой экспедицией на судне "Метеор" было взято несколько проб осадка и пробы планктона (см. рисунок) в которых изучалось распределение планктонных фораминифер. Мы использовали некоторые данные этой экспедиции (Pratje, 1939; Schott, 1935).

Фациальная обстановка современного осадконакопления. Океанологические исследования (Бессонов, Азова, 1967; Баранов и др., 1973; Бубнов и др., 1973; Currie, 1953; Defant, 1936; Hart, Currie, 1960) показали сложность горизонтальной и вертикальной структуры вод, обуславливающую значительную изменчивость и пестроту гидрохимического состава вод и гидрологических характеристик у побережья Юго-Западной Африки. Эти данные, а также исследования сотрудников Института океанологии АН СССР Иваненкова В.Н., Лякина Ю.И., Лукашова Ю.Ф., Волостных Б.В. позволили выделить два района - приэкваториальный и южный, резко отличающихся друг от друга гидрохимическими и гидрологическими характеристиками, и прежде всего по содержанию в воде растворенного кислорода, температуре в различных слоях воды, а также по составу осадков (Сенин, 1968; Емельянов, Сенин, 1969).

Приэкваториальный район, расположенный вдоль западного побережья Африки от экватора на юг приблизительно до 15° ю.ш., характеризуется более высокой температурой воды (24-29°С), относительно более высоким содержанием растворенного в воде кислорода, широким распространением терригенных осадков с низкими содержаниями органического вещества (не более 3%) и CaCO₃ (не более 20%). Важной особенностью режима поверхностных вод является распресняющее действие стока р. Конго. Воды с соле-

Местонахождение станций

№№ пп	Номер станции	Координаты		Глубина, м	СаСО ₃ , %
		Ю.Ш.	В.Д.		
1	51	4°57'6	11°37'6	90	-
2	52	5 00 7	11 48 8	58	-
3	53	6 01 8	12 03 9	750	-
4	54	6 15 9	12 05 0	51	-
5	55	8 00 0	12 57 7	85	-
6	56	7 59 1	12 43 4	162	20,5
7	59	7 57 9	12 16 7	1470	4
8	98	11. 00 0	13 38 8	115	17
9	99	11 21 4	13 35 1	65	-
10	100	14 00 2	12 11 7	530	-
11	136	16 58 4	11 32 4	125	9
12	140	19 38 6	12 35 0	120	9
13	141	20 09 1	12 51 4	120	16
14	143	22 26 2	13 53 3	129	14
15	145	23 18 2	13 45 5	160	52
16	150	22 56 6	13 18 2	345	74
17	151-1	22 51 5	14 12 7	110	4
18	151-2	22 51 5	14 12 7	110	5
19	152	22 40 8	14 19 6	76	4
20	153-1	22 43 2	14 10 6	103	4
21	153-2	22 43 2	14 10 6	103	-
22	156	22 28 0	14 05 5	100	-
23	157	22 28 2	14 14 0	75	8,5
24	158	22 17 0	14 07 6	78	2,6
25	159	22 07 1	14 01 0	80	3,5
26	160	21 59 2	13 51 2	92	4,5
27	161-1	21 49 0	13 44 8	98	-
28	161-2	21 49 0	13 44 8	98	3,8
29	163	21 28 7	13 31 9	100	6
30	164	21 22 4	13 16 9	130	17
31	166	20 47 6	12 57 8	174	38
32	167	20 11 7	12 43 2	130	3,0
33	168	19 51 6	13 37 0	120	17
34	175	20 48 2	8 40 0	360	-
35	208	22 59 6	13 52 7	148	40
36	209-1	22 59 4	14 10 8	120	4
37	209-2	22 59 4	14 10 8	120	8
38	210	23 43 8	13 46 4	200	68
39	211	21 21 5	7 20 0	1680	93



Карта расположения станций 3-го рейса
 НИС "Академик Курчатов" (1) и И/С "Метеор"
 1925-1927 гг. (2)

Распределение раковин планктонных фораминифер в осадках шельфа Юго-Западной Африки между экватором и 15°Ю.ш.

№ пп	Стан- ция	Число рако- вин экз./г	Число видов	Neogloboquadri- na pachyderma	Globigerina bulloides	Globigerina quinqueloba	Globorotalia inflata	Globorotalia hirsuta	Globigerinita glutinata	Globigerinoides sacculifer	Globigerinoides ruber	Globorotalia menardii	Globorotalia crassaformis	Orbulina univer- sa	Globoquadrina dutertrei	Globigerinella aequilateralis
1	51	82	5	7/8 ^{x)}	45/55	-	-	-	-	-	24/30	-	-	-	-	-
2	52	1	3	-	-	-	-	-	-	-	< 1/40	< 1/20	-	-	< 1/40	-
3	53	0,5	6	-	< 1/22	-	< 1/22	-	-	< 1/11	< 1/11	< 1/11	-	-	< 1/22	-
4	54	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	55	399	7	-	363/91	-	18/4	-	18/4	+	+	-	-	+	+	-
6	56	1876	5	-	1178/62	-	130/7	-	-	-	328/17	-	195/10	-	65/3	-
7	59	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	98	249	12	6/2	157/63	6/2	17/7	6/2	11/5	+	11/5	6/2	6/2	+	23/9	-
9	99	254	5	-	139/54	-	-	-	-	-	23/9	-	23/9	-	46/18	23/9
10	100	1466	6	163/11	814/55	-	326/21	-	-	-	+	-	-	+	163/11	-

Частота встречае-
мости видов (в
долях единицы)

0,3 0,7 0,1 0,5 0,1 0,2 0,3 0,8 0,3 0,3 0,3 0,3 0,7 0,1

х) Числитель - численность, экз./г осадка; знаменатель - процентное содержание вида в суммарной численности планктонных фораминифер.

Распространение планктонных фораминифер в осадках шельфа Юго-Западной Африки к югу от 15° ю.ш.

№№ п/п	Станции	Число раковин, экз./г	Число видов	Neogloboqu- adrina pachyderma	Globigerina bulloides	Globigerina quinqueloba	Globorotalia inflata	Orbulina universa	Globoquadri- na dutertrei	Globigerini- ta humilis	Globorotalia crassaformis	Globigerino- ides ruber
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	136	614	3	-	400/66	-	25/4	-	179/29	-	-	-
2	140	352	4	-	208/59	-	16/5	16/5	112/31	-	-	-
3	141	972	2	-	358/37	-	-	-	614/63	-	-	-
4	143	1819	3	227/12 ^{x/}	1251/68	-	-	-	341/18	-	-	-
5	145	5632	5	64/1	896/15	4576/81	64/1	+	-	-	-	-
6	150	12565 ^{xx/} 67956 ^{xxх/}	4	10240/81	930/7	930/7	465/4	-	-	-	-	-
7	151-1	1241	2	-	709/57	-	-	-	532/43	-	-	-
8	151-2	51	1	-	-	-	-	-	51/100	-	-	-
9	152	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	153-1	80	5	4/5	60/75	-	4/5	4/5	8/10	-	-	-
11	153-2	148	2	-	42/28	-	-	-	106/71	-	-	-
12	156	42	4	3/7	30/71	-	-	-	6/14	3/7	-	-
13	157	146	1	-	-	-	-	-	146/100	-	-	-
14	158	256	2	-	128/50	-	-	-	128/50	-	-	-
15	159	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	160	3075	2	-	1640/53	-	-	-	1435/46	-	-	-
17	161-1	1812	3	276/15	1210/66	-	-	-	326/18	-	-	-
18	161-2	158	4	+	79/50	-	-	+	79/50	-	-	-
19	163	32	5	-	11/34	11/34	-	+	5/16	-	5/16	-
20	164	795	3	442/55	110/14	-	-	-	234/30	-	-	-

Таблица 3 /продолжение/

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	166	20421	6	3448/17	7695/38	5829/28	1592/8	265/1	1592/8	-	-	-
22	167	18	3	-	6/33	6/33	-	6/33	-	-	-	-
23	168	903	3	-	723/80	-	-	30/3	150/17	-	-	-
24	208	1208	4	409/33	512/42	51/4	-	-	236/20	-	-	-
25	209-1	1080	3	569/53	483/45	-	-	-	28/3	-	-	-
26	209	1	2	-	<1/50	-	-	-	<1/50	-	-	-
27	210	54529 ^{xx/} 8554 ^{xxx/}	5	8554/15	25661/47	12830/23	5346/9	-	-	-	-	2138/4

x/ числитель - численность, экз./г осадка; знаменатель - процентное содержание вида в суммарной численности планктонных фораминифер

xx/ число раковин, определенных до вида

xxx/ число мелких неопределимых до вида форм

ностью менее 35,0‰ распространяются до 14° ю.ш. и 5° в.д. Минимальная соленость в "языке" конголезских вод менее 30,5‰.

Ю ж н ы й р а й о н, протягивающийся от 15° ю.ш. далее на юг, омывается водами Бенгельского течения, которое прослеживается на расстоянии 1000 миль (от 34 до 16-18° ю.ш.), имеет ширину 50-80 миль, не выходит за пределы шельфа и захватывает верхний слой мощностью 100 м. Прибрежное Бенгельское течение отличается пониженной температурой (13-15°C) и соленостью вод (34,95-35,20‰). Температура воды в данном районе в среднем на 10°C ниже, чем в соответствующих слоях приэкваториального района (Currie, 1953; Defant, 1936) и на 8-10°C ниже, чем на тех же широтах в открытом океане. Низкие температуры прибрежных вод связаны с подъемом подповерхностных вод (апвеллингом). Подъем вод в районе Бенгельского течения происходит за счет центральной южноатлантической водной массы с глубин 200-300 м, что доказывается данными по температуре и солености. Верхний слой воды (50 м) на шельфе по своим основным характеристикам соответствует слою воды с глубины 200-250 м на континентальном склоне (Hart, Currie, 1960). Характерной чертой района является резко выраженный дефицит кислорода (меньше 0,5-0,1 мл/л), а южнее 17° ю.ш. - почти полное отсутствие его в придонном слое и повышенное содержание углекислоты, освобождающейся при разложении органического вещества, которое продуцируется здесь в больших количествах. Первичная продукция в поверхностных прибрежных водах Юго-Восточной Атлантики достигает 375-620 мг С/м³/день (Кобленц-Мишке и др., 1970). Содержание С_{орг} в осадках южнее 15° ю.ш. возрастает до 15%.

Поставка терригенного материала происходит значительно слабее. Терригенные осадки (содержание СаСО₃ менее 30%) залегают лишь в узкой прибрежной полосе шельфа и простираются вплоть до глубин 100-120 м. Глубже они очень быстро сменяются биогенными известковыми и сильноизвестковыми отложениями с содержанием СаСО₃ от 30 до 86%. Это органогенно-обломочные раковинные и фораминиферовые пески и крупные алевриты. Между 10 и 24° ю.ш. на глубинах 50-143 м (на границе смены терригенных и биогенных известковых осадков) происходит накопление диатомовых осадков. Осадки каждого из перечисленных типов локально обогащены фосфором за счет наличия фосфатных зерен, обломков фосфатных пород, биогенного детрита (Батурин, 1978).

Бентосные фораминиферы. Как показали исследования И.А. Басова (Басов, 1974; Басов, Веляева, 1974), отмеченные различия гидрологического и гидрохимического режима четко проявляются в распределении бентосных фораминифер. При сравнении северного и южного районов им отмечены значительные различия в количественном и качественном составе бентосных фораминифер. Для северного (приэкваториального) района характерно большое число видов (до 48, из которых 12 - агглютинирующие) и невысокая численность (от менее 1 до 11 тыс. экв./г осадка). В южном районе отмечено меньшее число видов, общая численность изменяется от 40 экз. до 36 тыс. экз./г осадка. Резкие различия существуют и в

видовом составе, соотношении известковых и агглютинирующих фораминифер (последние в южном районе находятся в угнетенном состоянии) и в соотношении отдельных видов.

Планктонные фораминиферы. При экваториальных районах. В осадках шельфа (глубина 51-162 м) раковины планктонных фораминифер не образуют высоких концентраций. Число их колеблется от единичных экземпляров до 1,8 тыс. экз./1 г осадка. Минимальные концентрации, а на ряде станций и полное отсутствие, отмечены вблизи устья р.Конго. Севернее и южнее зоны влияния выносов реки число раковин увеличивается до нескольких десятков и сотен экземпляров (см. табл.2). Общее число встреченных в осадках шельфа видов 13.

Восемь видов - тропические и субтропические: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *G. sacculifer* (Brady), *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny), *Globorotalia menardii* (d'Orbigny), *G. crassaformis* (Galloway and Wissler), *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Globigerinita glutinata* (Egger). Суммарная доля тропических и субтропических видов в комплексе планктонных фораминифер невелика. Содержание и численность отдельных видов и даже наиболее распространенных из них (*Globigerinoides ruber* и *Globoquadrina dutertrei*) очень низкие.

Остальные пять видов - субполярные и полярные: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), *G. hirsuta* (d'Orbigny), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. quinqueloba* Natland, *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg). Эти холодноводные виды представляют на большинстве станций основную часть комплекса. Их суммарное содержание 44-95%. Среди холодноводных видов наиболее распространены *Globigerina bulloides* и *Globorotalia inflata*, содержание которых изменяется от 54 до 91% и от 4 до 22% соответственно. Содержание наиболее холодноводного вида *Neogloboquadrina pachyderma* 2-11%. Число видов на станции изменяется от 3 до 7 и только на одной станции достигает 12.

Сходный комплекс планктонных фораминифер, который характеризуется одновременным присутствием тропических, субтропических и холодноводных видов, по данным О.Пратье, отмечен на станциях "Метеора" - ст.184е и 185, глубины 217 и 993 м (Pratje, 1939). Этот комплекс представлен *Globigerina bulloides*, *Globoquadrina dutertrei*, *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*, *G. menardii*, *Globigerinoides ruber*, *G. conglobatus* (Brady), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones). Содержание *Globigerina bulloides* и *Globorotalia inflata* в сумме составляет около 50%. Наиболее холодноводный вид - *Neogloboquadrina pachyderma* в материалах О.Пратье не отмечен.

Данных по распределению живых планктонных фораминифер в изученном районе практически нет. Имеется только одно указание на совместное нахождение тропических видов и *Globigerina bulloides* и *Globorotalia inflata* в поверхностном слое воды 0-50 м на станции с координатами 8° ю.ш. и 50° в.д. (Boltovskoy, 1968).

Таким образом, для комплекса, развитого на шельфе в зоне восточных пограничных течений, характерно небольшое

общее число видов, низкое число видов на станции, одновременное присутствие холодноводных и тропических видов, большая распространенность и численное преобладание холодноводных видов.

Необычность комплекса для этих широт станет очевидной, если мы рассмотрим комплекс планктонных фораминифер, развитый на аналогичных широтах в водах и осадках открытого океана.

В водах открытых частей океана к югу от экватора обитает биоценоз планктонных фораминифер, представленный тропическими и субтропическими видами - *Globoquadrina dutertrei*, *Orbulina universa*, *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny), *Globigerinoides sacculifer*, *G. ruber*, *G. conglobatus*, *G. tenellus* Parker, *Globorotalia menardii*, *G. tumida* (Brady), *G. crassaformis*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Candeina nitida* d'Orbigny, *Globigerinella aequilateralis*, *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker and Jones), *Globigerina rubescens* Hofker, *Globigerinita glutinata*. Виды умеренных и высоких широт - *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia inflata*, *G. hirsuta*, *G. truncatulinoides* (d'Orbigny) не встречены (Бé, Tolderland, 1971; Boltovskoy, 1968; Schott, 1935).

Представление о численных соотношениях видов в биоценозе можно получить из работы В.Шотта (Schott, 1935). Он установил следующие содержания видов на станции 241, ‰: *Globorotalia tumida* - 45,7; *Globigerinoides sacculifer* - 8,6; *Globoquadrina dutertrei* - 8,6; *Globorotalia menardii* - 8,6; *Orbulina universa* - 2,8; *Pulleniatina obliquiloculata* - 5,7; *Globigerinoides ruber* - 20.

В осадках открытой части океана встречен тот же набор видов, что и в водах (Беляева, 1968, 1970; Pratje, 1939; Schott, 1935). Основную часть комплекса составляют *Globoquadrina dutertrei*, *Globigerinoides sacculifer*, *G. ruber*, *G. conglobatus*, *Globorotalia menardii*, *G. tumida*, *Orbulina universa*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globigerinella aequilateralis*, *Sphaeroidinella dehiscens*, которые характеризуются повсеместным распространением. Число видов на станции (в осадках, не затронутых растворением) - 14-16.

Сравнение комплексов прибрежного района и открытых частей океана позволяет увидеть значительные отличия. На шельфе приэкваториального района развит комплекс с нетипичным для рассматриваемых широт видовым составом. В первую очередь следует отметить обеднение тропической части сообщества (отсутствие ряда типичных тропических видов, например *Pulleniatina obliquiloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globorotalia tumida*, *Candeina nitida*), аномальные соотношения тропических видов, низкую численность и редкую встречаемость типично тропических видов, их угнетенный облик, наличие видов холодноводных, их преобладающую роль в комплексе, частую встречаемость. Отличительной чертой комплекса является небольшое число видов в пробе.

Основываясь на фактическом материале, приведенном В.Шоттом и О.Пратье, можно сделать вывод о наличии постепенного перехода между комплексом планктонных фораминифер шель-

фа и открытых частей океана, который проявляется в увеличении общей численности, числа видов за счет увеличения числа тропических видов, в увеличении численности и распространности тропических видов и роли их в комплексе с изменением соответствующих характеристик (уменьшением) для видов субантарктических, антарктических в направлении от берега в сторону открытого океана. Так, уже на станции 186 число видов достигает 12, увеличивается число тропических видов, среди которых появляются *Globorotalia tumida* и *Pulleniatina obliquiloculata*. Содержание *Globorotalia menardii* составляет 20, *Globigerinoides conglobatus* - 31, *Globigerinoides ruber* - 18%; общая доля тропических видов - 95%. Содержание холодноводных *Globorotalia inflata* и *Globorotalia hirsuta* составляет в сумме 5%.

Сходная картина отмечена и на станциях 240а, 240б, 241, где содержание холодноводных видов в сумме 1-5%; содержание *Globigerina bulloides* - менее 1,3, *Globorotalia truncatulinoides* менее 0,8, *Globorotalia inflata* 1-3,6%. Среди тропических видов преобладают *Globorotalia menardii* - 12-26, *Globigerinoides sacculifer* 21-39%. Число видов на станции 14-16, общее число видов - 17.

Отмеченные особенности распределения раковин планктонных фораминифер в осадках шельфа связаны с характером водных масс и течений. Низкие концентрации раковин в осадках определяются низкими концентрациями живых планктонных фораминифер в сильно опресненных водах шельфа, а также значительным терригенным разбавлением, влияние которого сказывается и на глубинах склона (станции 53, 59 - глубины 750, 1470 м соответственно). Опреснение вод и влияние холодного Бенгельского течения определяют и аномальный видовой состав комплекса. С влиянием течения связано проникновение холодноводных видов в северном направлении, а опреснение обуславливает обеднение тропической части комплекса. В местах, где отмечается ослабление влияния вод, трансформированных стоком р. Конго и проникновение тропических вод, отмечено увеличение числа тропических видов и роли их в комплексе.

Р а й о н а п в е л л и н г а (ю ж н ы й р а й о н). В осадках шельфа (глубины 74-160 м) число раковин в 1 г осадка изменяется от 1 до 5600 экз. На глубинах 174-345 м оно достигает 20-80 тыс. экз. Общее число встречаемых в осадках видов - 9. В основном это виды холодноводные - *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia inflata*, которые характеризуются широким распространением, высокими значениями численности, а суммарная доля их на большинстве станций превышает 70%. Из видов тропических и субтропических наиболее распространена *Globoquadrina dutertrei*. Реже встречается *Orbulina universa*. Каждый из видов *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia crassaformis*, *Globigerinita humilis* встречен на одной из станций. Сходная картина наблюдается и на станциях, взятых во время экспедиции "Метеора". Перечисленные виды обнаружены и в водах над шельфом (Вё, Tolderlund, 1971; Pratje, 1939), где содержание *Neogloboquadrina pachyderma* составляет до 5-10, *Globigerina quin-*

queloba до 5, Globigerina bulloides - более 50, Globorotalia inflata - более 20% (Bé, Tolderlund, 1971). Согласно данным О.Пратье, содержание Globigerina bulloides составляет от 20 до 30, а Globorotalia inflata достигает 44%.

Таким образом, на шельфе к югу от 15° ю.ш. в районе апвеллинга развит еще более обедненный комплекс планктонных фораминифер. Для него типично низкое число видов как общее, так и на станции, еще более ярко выраженное преобладание холодноводных видов, их более высокая численность и распространенность. Очень важным отличием от приэкваториального района является наличие высоких концентраций раковин планктонных фораминифер, особенно на внешнем шельфе, и значительный разброс значений численности.

Комплекс планктонных фораминифер прибрежных частей района апвеллинга также отличается от комплекса, развитого в водах и осадках на соответствующих широтах открытого океана, представление о котором содержится в ряде работ (Беляева, 1968; Bé, Tolderlund, 1971; Pratz, 1939). Характеристики последнего близки к характеристике комплекса открытого океана, развитого севернее 15° ю.ш. и рассмотренного выше.

Особенности видового состава и более холодноводный облик фауны района апвеллинга определяются влиянием Бенгельского течения и отражают интенсивный подъем холодных вод и нарушение зональности температурного поля (понижение температуры поверхностных вод). Существенный разброс значений численности отражает колебания продуктивности живых планктонных фораминифер и величины терригенного и биогенного (за счет диатомовых водорослей) разбавления. Высокие значения численности раковин в осадках наблюдаются в местах, где отмечены высокие концентрации живых планктонных фораминифер и где привнос терригенного и биогенного материала невелик.

Итак, для изученной полосы шельфа Юго-Западной Африки характерно распространение необычного для рассмотренных широт комплекса планктонных фораминифер, отличающегося от комплекса открытых частей океана.

Для комплекса в целом характерно небольшое число видов, отсутствие ряда типичных для аналогичных широт в открытом океане тропических и субтропических видов, угнетенный облик ряда представителей тропической фауны, не типичные соотношения тропических видов, их редкость и преобладание холодноводных видов, которые обычны для более высоких широт (согласно широтной зональности).

Особенности распределения планктонных фораминифер подтверждают проведенное ранее (по изменению гидрологического и гидрохимического режима, распределению осадков и фауны бентосных фораминифер) разделение изученного района шельфа на приэкваториальный и южный (район апвеллинга) и, кроме того, позволяют получить дополнительные характеристики районов. Для приэкваториального района характерен более богатый видовой состав и невысокая общая численность, для южного - обедненный видовой состав, наличие высоких концентраций и резкие колебания численности. Различия ви-

дового состава выделенных районов отражают различия температурных характеристик. Особенности количественного распределения раковин планктонных фораминифер определяются колебаниями численности живых планктонных фораминифер и величины терригенного и биогенного (кремневого) разбавления.

Распределение раковин планктонных фораминифер в осадках шельфа Юго-Западной Африки в целом тесно связано с особенностями гидрологического и гидрохимического режимов, характером распределения водных масс и течений, подъемом подповерхностных вод. Оно отражает особенности осадконакопления и вносит определенный вклад в его специфику в приконтинентальных районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов Е.И., Навроцкая С.Е., Дубравин В.Ф. Характеристика термохалинной структуры вод в юго-восточной части Атлантического океана//Тр.ИОАН СССР.1971.Т.95.С.39-59.
- Басов И.А. Распределение бентосных фораминифер у Юго-Западного побережья Африки//Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука,1974.С.151-160.
- Басов И.А., Беляева Н.В. Соотношения численности раковин бентосных и планктонных фораминифер в осадках Юго-Западного побережья Африки//Океанология,1974.Т.14, вып.1. С.176-179.
- Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука,1978.231с.
- Безруков П.Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана//Тр.ИОАН СССР.1964.Т.64.С.182-201.
- Беляева Н.В. Планктонные фораминиферы в осадках Атлантического океана//Докл.АН СССР.1968.Т.183,№2.С.445-448.
- Беляева Н.В. Количественное распределение планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана//Океанология. 1970.Т.10, вып.6.С.1016-1027.
- Бессонов Н.М., Азова Н.В. Некоторые черты химии вод восточной части экваториальной Атлантики//Тр.Атлант.НИРО. 1967.Вып.18.С.115-134.
- Бубнов В.А., Булатов Р.П., Морозкин К.В. Циркуляция поверхностных вод в юго-восточной части Атлантического океана//Тр.ИОАН СССР.1973.Т.95.С.14-27.
- Гершанович Д.Е., Авилов И.К., Зарихин И.П. Донные осадки подводных окраин материков в Южной Атлантике//Тр.ВНИРО. 1972.Т.75.С.166-190.
- Емельянов Е.М., Сенин Ю.М. Особенности вещественного состава донных осадков шельфа Юго-Западной Африки//Литология и полез. ископаемые.1969.№2.С.10-25.
- Кобленц-Мишке О.И., Волковинский В.В., Кабанова Ю.Г. Первичная продукция планктона Мирового океана//Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М.: Наука,1970.С.66-84.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.392с.
- Сенин Ю.М. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки//Литология и полез.ископаемые. 1968.№4. С.108-111.

- Bé A.W.H., Tolderlund D.S. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans//Micropaleontology of Oceans. L.: Cambridge Univ. Press, 1971.P.105-149.
- Boltovskoy E. Living planktonic foraminifera of the eastern part of the tropical Atlantic//Rev.micropaléontol. 1968.Vol.11,N2.P.85-98.
- Currie R.J. Upwelling in the Benguela current//Nature. 1953.Vol.171,N4351.P.497-500.
- Defant A. Das Kaltwasserauftriebsgebiet for des Küste Südwestafricas//Länder Kundliche Forschung. Hrsg. N.Krebs. Stuttgart,1936.52S.
- Hart T.J., Currie R.J. The Benguela current//Discovery Rep.1960.Vol.31.P.123-298.
- Pratje O. Die Sedimente des Südatlantische Ozeans//Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exp. "Meteor", 1925-1927.B.,1939. Bd.3,N2,S.57-171.
- Schott W. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans//Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exp. "Meteor", 1925-1927. B., Leipzig, 1935.Bd.3,N3.S.43-134.

ЭВОЛЮЦИЯ СООБЩЕСТВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ РАЙОНА ПОДНЯТИЯ РИУ-ГРАНДИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

И.И.Бурмистрова

В последние годы интерес к изучению современной и ископаемой фауны глубоководных бентосных фораминифер значительно возрос. Это вызвано тем, что одной из насущных задач палеоокеанологии стала реконструкция абиссальной палеоциркуляции как важного звена в системе глобального климата прошлого. На первых этапах глубоководного бурения, когда решалась проблема детального стратиграфического расчленения осадочного чехла Мирового океана, главными объектами микропалеонтологических исследований были планктонные формы, особенно фораминиферы – быстро эволюционировавшая группа организмов. Раковины их наряду с кокколитофорами являются основным компонентом пелагических осадков на глубине менее 4000-4500 м.

Бентосные фораминиферы в глубоководных осадках океана встречаются почти повсеместно, но их раковины немногочисленны и часто составляют доли процента от суммарного количества фораминифер. Первые исследования бентосных фораминифер в кайнозойских отложениях Тихого океана (Douglas, 1973), а затем Индийского и Атлантического океанов (Volvovskoy, 1978, 1979, 1980) показали, что бентосные фораминиферы мало пригодны для определения возраста глубоководных осадков, поскольку их таксономический состав за время от олигоцена до современности почти не претерпел изменений. Оказалось, что наиболее распространенные и массовые виды современной батииали и абиссали и в прошлом обладали обширными ареалами и высокой численностью популяций, хотя их соотношение в сообществах менялось во времени и пространстве. Такое сходство состава современной и ископаемой фауны бентосных фораминифер позволяло надеяться на успешное использование этой группы организмов для реконструкции глубинной палеоциркуляции позднекайнозойского океана на основе метода актуализма.

Важным достижением изучения современного распределения бентосных фораминифер в океане было выявление связи их сообществ с основными водными массами. Однако поскольку водные массы различаются комплексом взаимосвязанных характеристик, часто трудно установить, какими конкретными параметрами среды определяется состав сообществ. Опираясь на выявленные связи современных сообществ бентосных фораминифер с водными массами, ряд исследователей предпринимали попытки реконструкции глубинных вод в основном для позднечетвертичного времени (Streeter, 1973; Schnitker, 1974; Streeter, Shackleton, 1979; Peterson, Lohmann, 1982; Corliss, 1982).

Район исследования. Одним из районов, перспективных для изучения палеоциркуляции в юго-западной части Атлантического океана, является поднятие Риу-Гранди, расположенное на широте 30° ю.ш., где сходятся и взаимодействуют основные глубинные водные массы океана. Возвышенность Риу-Гранди – асейсмичное поднятие, вершина которого погружена на 638 м ниже уровня океана, а основание на глубину 4000 м.

На разных батиметрических уровнях поднятие находится под влиянием различных водных масс (рис.1). На глубине более 4000 м распространена придонная антарктическая водная масса (ПАВ). Эти воды формируются на материковом склоне Антарктиды в зимний период из переохлажденных слабосоленых шельфовых и высокосоленых глубинных вод. Основным очагом их образования является море Уэдделла. Придонные антарктические воды движутся с запада на восток с Циркумполярным течением и, кроме того, распространяются в северном направлении во всех трех океанах до $20-30^{\circ}$ с.ш., заполняя глубоководные котловины (Бурков, 1980). Характерными чертами ПАВ в районах формирования являются отрицательная температура, низкая соленость ($34,65-34,68\%$), высокие значения P_{CO_2} , относительно низкое содержание растворенного кислорода и ионов карбонатов. Все эти характеристики ПАВ вместе с глубиной распространения объясняют высокую растворяющую активность этой водной массы в отношении карбонатов (Иваненков, 1979). На пути продвижения к экватору, вступая в контакт с более теплыми глубинными водами, ПАВ несколько изменяют свои свойства. В районе Риу-Гранди эти воды заполняют углубления дна, расположенные к востоку и западу от поднятия – каналы Вима и Хантер.

Выше ПАВ на глубине 1500-4000 м в районе Риу-Гранди распространены глубинные североатлантические воды (ГСАВ). Они омывают склоны поднятия и движутся в направлении, противоположном потоку ПАВ, с севера на юг. Глубинные воды формируются в полярных широтах Атлантического океана – в Гренландском, Норвежском и Лабрадорском морях, зимой в результате охлаждения и опускания поверхностных вод. Через Датский и Фареро-Шетландский проливы эти воды изливаются в северную часть Атлантического океана и далее распространяются в глубинных слоях Мирового океана в виде сравнительно однородной водной массы (Бурков, 1980). В Атлантическом океане ГСАВ отличаются максимальными значениями солености, температуры и содержания кислорода.

Глубинные североатлантические воды в юго-западной части Атлантического океана перекрываются промежуточными антарктическими водами (ПраВ), которые являются одной из крупнейших по объему водных масс океана. Они образуются на южном полярном фронте (антарктической конвергенции), где происходит их опускание под поверхностные воды. Эти воды пересекают южный полярный фронт в слое между 500 и 1000 м; продвигаясь к экватору, они опускаются до глубины 1500 м. В северную часть Атлантического океана ПраВ проникают до 20° с.ш. Характерный признак промежуточных антарктических вод – низкая температура и минимум солености. В качестве нижней границы этой водной массы принимается глубинный минимум кислорода, лежащий глубже минимума соле-

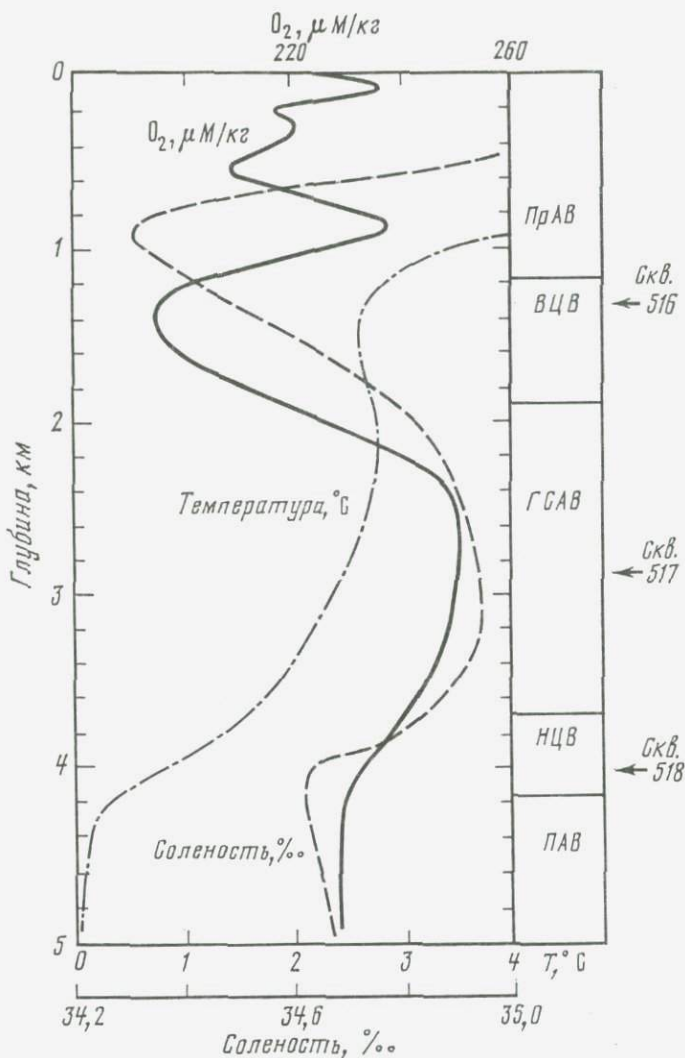


Рис.1. Схема структуры вод в районе поднятия Риу-Гранди в юго-западной части Атлантического океана (Barker et al., 1981)

ПрАВ - промежуточные антарктические воды; ВЦВ - верхняя ветвь циркумполярных вод; ГСАВ - глубинные североатлантические воды; НЦВ - нижняя ветвь циркумполярных вод; ПАВ - придонные антарктические воды

ности (Бурков, 1980). Зарубежными исследователями этот слой кислородного минимума в районе Риу-Гранди рассматривается как верхняя ветвь глубинных циркумполярных вод.

Предполагается, что ГСАВ близ 30 ю.ш. пересекает обедненные кислородом циркумполярные воды на две ветви - верхнюю и нижнюю (см.рис.1). Глубинные циркумполярные воды образуются в основном из ГСАВ. Включаясь в Циркумполярное течение, они надолго остаются вне влияния поверхностных вод и обедняются кислородом, который расходуется на жизнедеятельность организмов и окисление органического вещества. Однако в районе Риу-Гранди слой, подстилающий промежуточные воды, имеет довольно высокое содержание кислорода - 4,5 мл/л или 240 мкм/кг.

Материал и методика исследования. В 1980 г. в 72-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" в районе поднятия Риу-Гранди пробурено несколько скважин. Одной из основных задач было изучение абиссальной циркуляции вод в южной части Атлантического океана в кайнозойе. Бурение проводилось с применением гидропоршневого метода, что позволило получить ненарушенный керн, представляющий непрерывную последовательность отложений. С целью проследить эволюцию структуры и характеристик водных масс этого района в плейстоцене автором изучены бентосные фораминиферы из двух разрезов на вершине и у подножия поднятия Риу-Гранди: скв.516 (30°16,58' ю.ш., 35°17,11' з.д., глубина 1313 м) и скв.518 (29°58,42' ю.ш., 38°08,12' з.д., глубина 3944 м). Эти две скважины приурочены к участкам дна, омываемым разными водными массивами (см.рис.1). Сква.518 расположена в зоне, переходной между ПАВ и ГСАВ, а скв.516 - на границе антарктических промежуточных вод с глубинными водами.

В скв.516 отложения плейстоцена представлены кокколито-во-фораминиферовыми илами, в которых преобладает песчаная фракция, состоящая преимущественно из раковин планктонных фораминифер. Мощность плейстоценовых отложений составляет 9,8 м. Плейстоцен в скв.518 мощностью 16 м сложен фораминиферо-кокколитовыми илами. В их составе доминирует алевроитово-глинистая фракция, а доля песчаной фракции не превышает 25%. Подстилающие осадки плиоцена в обоих разрезах литологически не отличаются от плейстоценовых отложений.

Границу между плиоценом и плейстоценом в этих разрезах установили М.С.Бараш, Н.С.Оськина и Н.С.Блюм на уровне появления вида-индекса зоны *Globorotalia truncatulinoides*, что отвечает возрасту 1,87 млн лет (Barash et al., 1983; Бараш и др., 1984). В пределах зоны *Globorotalia truncatulinoides* этим авторам удалось выделить четыре подзоны. Детальный анализ танатоценозов планктонных фораминифер позволил им также реконструировать палеотемпературы поверхностных вод в районе Риу-Гранди для конца плиоцена и четвертичного времени.

Бентосные фораминиферы изучены из тех же проб, что и планктонные фораминиферы. Пробы отбирались из слоев в 2-7 см толщиной с пропусками в разрезе в 15-20, редко 40 см, исключая интервал между 6 и 7,2 м в скв.516. Из отложений позднего плиоцена и плейстоцена в скв.516 исследовано 50 проб, в скв.518 - 70. Фораминиферы изучались во фракции

осадка более 0,1 мм. В пробах определялись состав и численное содержание раковин всех видов. Подсчет по видам производился из суммарного количества бентосных форм не менее 300 экземпляров.

Обсуждение результатов. В отложениях скв.516 бентосные фораминиферы характеризуются большим таксономическим разнообразием. Число видов в пробах составляет 40-50. В исследованной части разреза структура их комплексов претерпевает неоднократные преобразования, свидетельствуя об изменениях придонных условий начиная с позднего плиоцена до современности (рис.2).

В осадках позднего плиоцена-раннего плейстоцена (интервал разреза 8,1-11,7 м) преобладают *Cassidulina crassa* d'Orbigny (7-27%), *Globocassidulina subglobosa* (Brady) (4-21%), *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager) (2-10%), *Stilistomella lepidula* (Schwager) и *S. annulifera* (Cushman et Bermudez), суммарно составляющие до 20-25%, *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen and Earland (3-17%). В заметном числе экземпляров присутствуют *Epistominella exigua* (Brady) (2-12%), *Oridorsalis tenerus* (Brady), *Gyroidina orbicularis* (d'Orbigny), *G. lamarkiana* (d'Orbigny), *Pullenia osloensis* Feiling-Hanssen, *Melonis affinis* (Reuss). Виды *Cassidulina crassa* и *Globocassidulina subglobosa* в отличие от других форм представлены большим количеством раковин почти по всему разрезу плейстоцена скв.516. В средней его части они доминируют в бентосных ассоциациях фораминифер. В современном океане оба вида встречаются во всех широтных зонах, но особенно характерны для южных районов.

Доминирование *Cassidulina crassa* в комплексе с *Globocassidulina subglobosa* и *Angulogerina angulosa* (Williamson) является отличительной чертой сообществ фораминифер, развитых в антарктической и субантарктической областях Атлантического океана. В море Уэдделла сообщество такого состава распространено на восточном шельфе на глубинах 238-669 м при температуре вод от -1,5 до -1,89°С и солёности менее 34,81‰ (Anderson, 1975). В его составе суммарное содержание *Cassidulina crassa* и *Globocassidulina subglobosa* составляет преимущественно 20-50%, достигая в некоторых ассоциациях 87%; доля *Angulogerina angulosa* колеблется между 5 и 56%.

Подобное же сообщество распространено и к северу от антарктической конвергенции между 47 и 54 ю.ш., где формируются антарктические промежуточные воды. В этом районе Атлантического океана оно занимает не только шельф, но и верхнюю часть батиали (Heron-Allen, Earland, 1932; Herb, 1971). В тропической области океана в заметном количестве *Cassidulina crassa* встречается только до глубины 2000-2500 м, но доля его в сообществах не превышает 5-7%. Глубже вид представлен единичными раковинами (Phleger et al., 1953; Parker, 1954).

Эти данные позволяют рассматривать *Cassidulina crassa* как форму, характерную для сообществ антарктических поверхностных и промежуточных вод. Увеличение его содержания может служить показателем усиления влияния этих водных масс. Вид *Globocassidulina subglobosa* в отличие от *Cassidulina crassa* более характерен для глубоководных сообществ

фораминифер. Ведущую роль он приобретает в районах, находящихся под влиянием глубинных циркумпольярных вод (Corliss, 1979; Peterson, Lohmann, 1982).

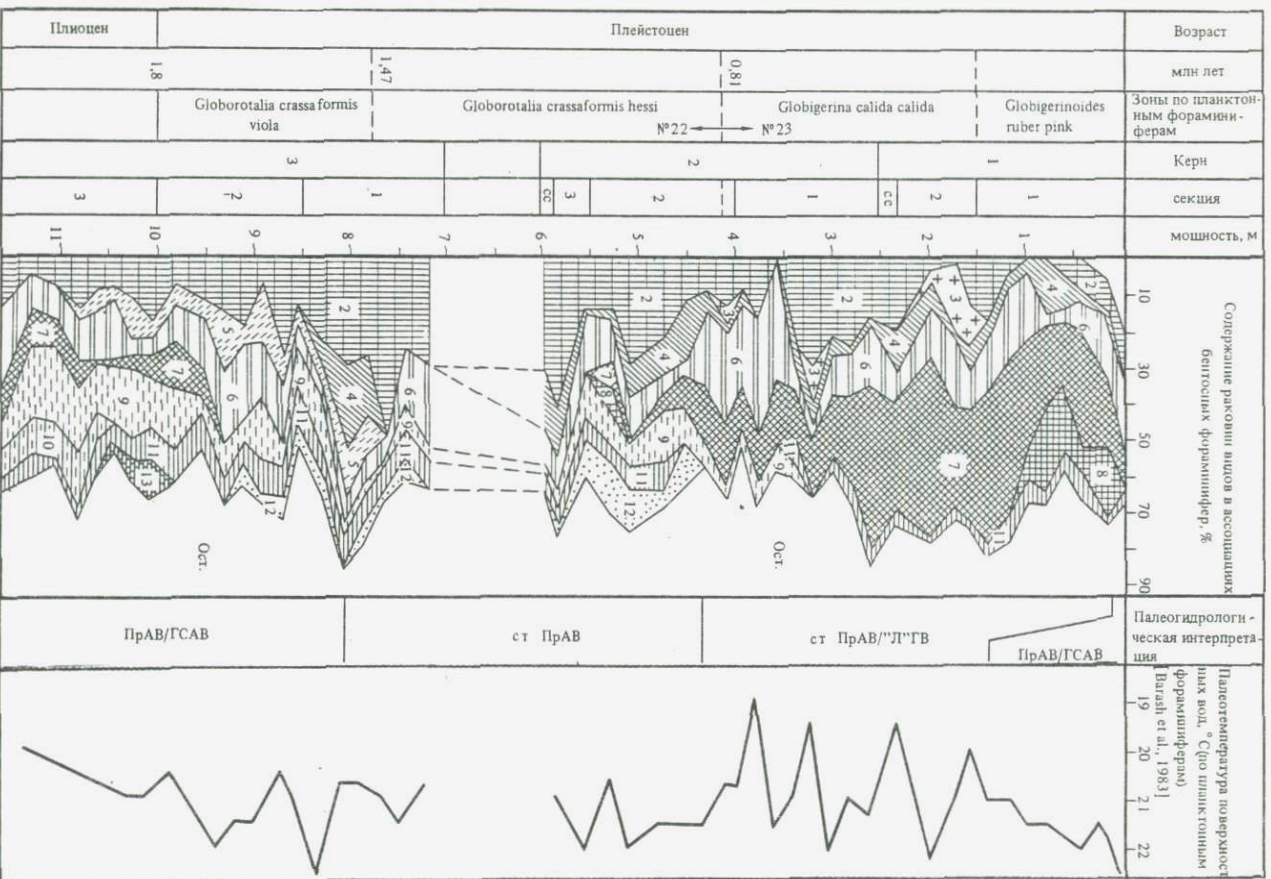
Наряду с *Cassidulina crassa* и *Globocassidulina subglobosa* существенный вклад в состав ассоциаций фораминифер плиоцена-раннего плейстоцена вносят *Stilostomella lepidula* и *Cibicides wuellerstorfi*. Последний вид типичен для сообществ, развитых в Атлантике в зоне влияния глубинных североатлантических вод, где его содержание достигает 15-30% (Phleger et al., 1953). Находки *Stilostomella lepidula* в поверхностных осадках Атлантического океана не известны. В Тихом океане вид обнаружен Х.М. Саидовой (1975) в тропической области только на склонах и у подножия подводных гор и островов на глубинах от 1779 до 4784 м. Х.М. Саидова полагает, что этот вид является вымершей формой, и его присутствие в поверхностных осадках связано с размывом ископаемых отложений.

Еще одним характерным видом фораминифер плиоцена-раннего плейстоцена, отличающим их от комплексов фораминифер более позднего времени в скв.516, является *Bolivina pseudoplicata*. В небольшом числе раковины вида присутствуют по всему разрезу, но только в нижней части составляют 5-7% от всей ассоциации. *Bolivina pseudoplicata* - представитель шельфовой мелководной фауны, способной выдерживать опреснение вод. Его распространение ограничено в основном тропической областью. В антарктическом и субантарктическом районах вид не встречен (Phleger et al., 1953; Anderson, 1975).

Особи данного вида имеют очень мелкие плоские раковины, которые при воздействии сильных приливно-отливных и береговых течений способны перемещаться во взвешенном состоянии на значительные расстояния. Дж. Меррей приводит сведения о присутствии раковин этого вида в пробах поверхностных вод с глубины от 0 до 150 м и находках в районах, удаленных от места обитания на сотни километров (Murray, 1969; Murray et al., 1982). Обилие раковин *Bolivina pseudoplicata* в отложениях позднего плиоцена-раннего плейстоцена скв.516 может быть объяснено приносом их в район Риу-Гранди с шельфа центральной Южной Америки ветвью Бразильского течения, вероятно более активного в то время, чем в настоящее.

Анализ данных о современном распространении видов, составляющих основу ассоциаций бентосных фораминифер конца плиоцена-начала плейстоцена, позволяет сделать следующие выводы о палеогидрологической обстановке в районе скв.516 в это время. Как и в настоящий период, скважина находилась в зоне, переходной между антарктическими промежуточными водами (ПРАВ) и глубинными североатлантическими водами (ГСАВ), характеристики которых были близкими к современным. Виды относительно холодноводной антарктической группы - *Cassidulina crassa* и *Globocassidulina subglobosa* имеют в ассоциациях фораминифер этого времени такое же небольшое значение, как и в сообществе из голоценовых отложений (обр.516-1-1,6-8 см).

Присутствие многочисленных раковин *Cibicides wueller-*



storfi указывает на существенное влияние ГСАВ. Обстановка в придонном слое была динамически активной, судя по обилию крупных одноклеточных *Stilostomella lepidula* и *Ortomorphina antillea*, которым должно быть свойственно питание взвешенным детритом. На значительную подвижность вод указывает и переотложенный материал плиоцен-плейстоценовых отложений в скв.518, снесенный к подножию поднятия с его вершины или склона. Поверхностные воды района, возможно, были более продуктивными, чем в настоящее время. В нескольких образцах наблюдалось повышенное содержание *Uvigerina peregrina*. Этот вид имеет высокую плотность популяций только в продуктивных районах (Miller, Lohmann, 1982).

Состав бентосных фораминифер в районе скв.516 заметно изменился на рубеже около 1,5 млн лет. С этого времени и примерно до середины плейстоцена (0,9 млн лет) господствующим видом в сообществах становится *Cassidulina crassa*, который в конце этого периода замещается *Globocassidulina subglobosa* (интервал разреза 4,3-8,1 м). Доля других видов, преобладавших в отложениях нижней части разреза, сокращается. Резко увеличивается (до 20-22%) содержание *Angulogerina angulosa*, единичные экземпляры которого в отложениях плиоцена-раннего плейстоцена встречаются только в трех образцах. Как отмечалось выше, доминирование *Cassidulina crassa* в ассоциациях с *Angulogerina angulosa* свойственно микрофауне района формирования промежуточных антарктических вод. Такой характер перестройки структуры сообществ фораминифер объясняется увеличением продуктивности антарктических вод или более северным положением района их генерации, вследствие чего они достигали поднятия Риу-Гранди в слабо трансформированном виде. Оба эти явления могли иметь место одновременно.

Отмеченное на уровне 8,1 м преобразование в бентосном сообществе совпадает с изменением в составе планктонных фораминифер, свидетельствующем о заметном похолодании поверхностных вод в районе Риу-Гранди около 1,5 млн лет.

Рис. 2. Состав ассоциаций бентосных фораминифер в разрезе отложений скв.516 и палеогидрологические условия их обитания

1 - *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny); 2 - *Cassidulina crassa* d'Orbigny; 3 - *Cassidulina laevigata* d'Orbigny; 4 - *Angulogerina angulosa* (Williamson); 5 - *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen and Earland; 6 - *Globocassidulina subglobosa* (Brady); 7 - *Epistominella exigua* (Brady); 8 - *Eponides weddellensis* (Earland); 9 - *Stilostomella lepidula* (Schwager), *S. annulifera* (Cushman et Bermudez); 10 - *Ortomorphina antillea* (Cushman); 11 - *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager); 12 - *Melonis affinis* (Reuss); 13 - *Uvigerina peregrina* Cushman; Ост - остальные виды. ПрАВ/ГСАВ - граница промежуточных антарктических вод и глубинных североатлантических вод; ст ПрАВ - слабо трансформированные промежуточные антарктические воды; "Л"ГВ - глубинные воды, характерные для ледниковый

Вполне вероятно, что антарктическая конвергенция, где происходит опускание антарктических промежуточных вод, располагалась в этот период севернее ее современного положения и была ближе к району исследования.

Изучение изотопного состава кислорода и углерода в раковинах бентосных фораминифер из отложений, вскрытых бурением на западном склоне поднятия на глубине 2963 м (скв. 517), показывает, что в течение раннего плейстоцена глубинные воды постепенно охлаждались. Это происходило на фоне колебаний их температур, которые достигли максимально низкого значения в изотопную стадию 22, соответствующую по времени палеомагнитному событию Харамильо - около 0,9 млн лет (Crazzini et al., 1983).

Как было установлено В.Преллем (Prell, 1982), в результате детального исследования изотопного состава кислорода и углерода в раковинах *Globigerinoides sacculifer* из плейстоценовых отложений Карибского моря, где их мощность превышала 37 м, на рубеже около 0,9 млн лет происходит очень резкое изменение флуктуаций $\delta^{18}O$ карбоната раковин. Раннему плейстоцену свойственны небольшие амплитуды значений и малая величина среднего значения $\delta^{18}O$ (-0,82%). Позднеплейстоценовое время отличается резкими колебаниями значений $\delta^{18}O$ и высоким их средним значением (-0,45%). В.Прелль приходит к заключению, что ледниковья раннего плейстоцена характеризовались менее обширными льдами в полярных областях, а межледниковья были более "ледовыми", чем в позднем плейстоцене, для которого были характерны большие контрасты ледниковых и межледниковых условий.

Общее похолодание климата в позднем плейстоцене и значительные климатические флуктуации приводили к перестройке структуры глубинной циркуляции океана, что нашло отражение в составе сообществ донных фораминифер. В скв.516 выше уровня 4,3 м, отвечающего примерно 0,8-0,9 млн лет, среди фораминифер наблюдается увеличение доли *Epistominella exigua*. Этот вид постепенно приобретает ведущую роль в сообществе, составляя 20-50% от общего числа бентосных форм вплоть до верха разреза (обр.516-1-1,6-8 см). Существенную долю ассоциаций фораминифер позднего плейстоцена составляют *Globocassidulina subglobosa*, а в ряде прослоев *Angulogerina angulosa* и *Cassidulina laevigata* d'Orbigny. В интервале разреза 15-102 см большим числом экземпляров представлен *Eponides weddellensis* Earland (7-22%).

Изменение в соотношении видов фораминифер у рубежа около 0,9 млн лет отмечено и в скв.518. Как и в скв.516, оно выразилось в увеличении доли *Epistominella exigua*. С конца плиоцена и до середины плейстоцена условия в придонных водах в районе скважины были сходными с современными. В фауне фораминифер преобладали *Globocassidulina subglobosa* и *Nuttallides umbonifera* (Cushman), свойственные и современным сообществам этой глубинной зоны (Lohmann, 1978).

В отложениях позднего плейстоцена в скв.518 преимущественное распространение имеет сообщество, в котором доминируют *Epistominella exigua* и *Nuttallides umbonifera*. Доля последнего в нем выше, чем в ассоциациях первой половины плейстоцена. Сравнение изменений фауны бентосных фо-

раминифер в скв.518 с палеотемпературными определениями по планктонным фораминиферам показывает, что осадки с наиболее высоким содержанием (до 50%) *Nuttallides umbonifera* и *Epistominella exigua* отвечают периодам похолоданий поверхностных вод. Накопление этих осадков происходило в условиях избирательного растворения. Они отличаются низкой численностью и плохой сохранностью планктонных фораминифер и обилием фрагментов их раковин (Barash et al., 1983).

Вид *Epistominella exigua* является типичным представителем глубоководной фауны фораминифер. Он обычен для районов распространения ГСАВ. В северной части Атлантического океана на глубинах 2500-5000 м доля его в сообществах фораминифер составляет 5-20% (Phleger et al., 1953). Этот вид присутствует в сообществах, связанных с районами влияния ПАВ (Streeter, 1973; Corliss, 1979, 1983; Беляева, Бурмистрова, 1984). Придонные антарктические воды значительно недонасыщены карбонатными ионами и агрессивны к карбонатному материалу. Поэтому в районах их распространения способны существовать немногие виды фораминифер с известковым скелетом. Вид *Nuttallides umbonifera* наиболее приспособился к таким условиям. В районах проникновения ПАВ он обычно доминирует в ассоциациях фораминифер. Среди других секреторных форм важную роль в них играет *Epistominella exigua*. Этот вид наряду с *Nuttallides umbonifera* представлен большим числом экземпляров даже в море Уэдделла - районе генерации придонных антарктических вод, где они наиболее агрессивны к карбонатам. В образцах осадков с континентального склона Антарктиды (глубины 2044-3777 м) среди смешанной ассоциации аглутинирующих и секреторных форм *Nuttallides umbonifera* и *Epistominella exigua* составляли 28-80% (Anderson, 1975).

Высокое содержание *Epistominella exigua* отмечено автором в комплексах фораминифер Аравийского моря, где на глубине 3000-4200 м доля вида составляла 33-44%. В массовом количестве здесь обнаружен также *Eponides weddellensis*, содержание которого несколько ниже - 20-30% (Бурмистрова, 1976). Глубинные воды Аравийского моря в отличие от ГСАВ бедны кислородом (3,0-3,5 мл/л) и недонасыщены растворенным CaCO_3 (Иваненков, 1979). Приведенные сведения об экологии *Epistominella exigua* показывают, что доминирование этого вида характерно для районов, где другие виды с карбонатными раковинами занимают подчиненное положение в популяциях.

Судя по значительному преобладанию *Epistominella exigua* в ассоциациях фораминифер позднего плейстоцена в скв.516 и 518, в районе Риу-Гранди во второй половине плейстоцена была распространена преимущественно водная масса, близкая к глубинным водам Аравийского моря - бедная кислородом и растворенным карбонатом кальция. Эти воды занимали глубины 1000-4000 м и оказывали существенное влияние на промежуточные воды. Глубже 4000 м, как и в современном океане, были распространены придонные антарктические воды, о чем свидетельствует доминирование *Nuttallides umbonifera* в скв.518. В районе Риу-Гранди воды придонного слоя на глубине 4000 м были более агрессивны к CaCO_3 , чем в настоящее время, поскольку ПАВ находились в контакте не с теплыми

водами с высоким содержанием кислорода и насыщенными карбонатными ионами, как современные ГСАВ, а перекрывались водной массой с близкими параметрами.

Это предположение находится в согласии с выводами многих авторов об особенностях глубинных вод в период заключительного климатического цикла, охватывающего последние 150 тыс. лет. Они основаны на данных исследований изотопного состава кислорода и углерода в раковинах планктонных и бентосных фораминифер и состава их сообществ (Streeter, Shackleton, 1979; Duplessy, Shackleton, 1985).

Указанные исследования были проведены на разрезах отложений, скорость накопления которых была достаточно высокой для детального сопоставления литологических и фаунистических характеристик осадков с изотопной записью. Полученные результаты свидетельствуют, что в стадии полных ледниковий и переходные от ледниковой к межледниковьям глубоководную область Атлантики заполняла водная масса, более холодная и менее насыщенная кислородом, чем современные ГСАВ, и агрессивная к карбонатам. Основным источником этих вод располагался, по-видимому, в приантарктической области, хотя их образование было возможно и в северной части Атлантического океана у края морских льдов. Формирование вод аналогичного характера и в том же районе, что и современные ГСАВ, происходило в рассматриваемый период дважды - между 127 и 115 тыс. лет и позднее 12 тыс. лет, во время максимальных потеплений климата.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Изменения климата в плейстоцене привели к преобразованию всей экосистемы океана. Перестройки в планктонных и бентосных сообществах фораминифер происходили синхронно. Наиболее значительными они были в периоды около 1,5; 0,9; 0,28 млн лет и 10 тыс. лет назад.

2. В позднем плиоцене-раннем плейстоцене до 1,5 млн лет структура и характер водных масс в районе Риу-Гранди были сходными с современными. Придонная обстановка отличалась динамической активностью.

В плейстоцене (1,5-0,9 млн лет) структура вод оставалась прежней. В течение этого периода температура глубинных североатлантических вод понижалась. Промежуточные антарктические воды достигали района Риу-Гранди в слабо трансформированном состоянии и были холоднее современных их аналогов.

В позднем плейстоцене (0,9-0,01 млн лет) структура водных масс была преимущественно отличной от современной. В периоды ледниковий и в стадии, переходные к межледниковьям, на глубинах 1000-4000 м распространялись воды более холодные и бедные кислородом, чем современные ГСАВ, и агрессивные к карбонатам. Промежуточные и придонные антарктические воды были холоднее, чем в настоящее время. Возможно, в стадии максимумов потепления структура вод в районе исследования приобретала характер, близкий к современному. Низкая скорость накопления осадков, влияние биотурбации и разреженность образцов в изученных скважинах не позволили выявить эти периоды.

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С., Блюм Н.С., Оськина Н.С. Стратиграфия четвертичных отложений поднятия Риу-Гранди (Южная Атлантика) по планктонным фораминиферам//Докл.АН СССР.1984.Т.279, № 6. С.1420-1424.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Фораминиферовый лизоклин и критические уровни карбонатакопления в Индийском океане//Литология и полез.ископаемые.1984.№ 6.С.57-66.
- Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат,1980.253с.
- Бурмистрова И.И. Бентосные фораминиферы глубоководных осадков Аравийского моря//Океанология.1976.Т.14, № 4. С.685-689.
- Иваненков В.Н. Основные закономерности распределения карбонатной системы//Химия океана. М.: Наука,1979.Т.1. С.184-194.
- Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИОАН СССР.1975.Ч.2.586с.
- Anderson J.B. Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica//Micropaleontology.1975. Vol.21,N 1.P.69-96.
- Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S. Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperature based on planktonic foraminifers//Init.Rep.DSDP.1983.Vol.72.P.849-869.
- Barker P.F., Carlson R.L., Johnson et al. Deep Sea Drilling Project Leg 72, Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande Rise tectonics//Geol.Soc.Amer.Bull.1981. Vol.92.P.294-309.
- Boltovskoy E. Late Cenozoic benthonic foraminifera of the Ninetyeast Ridge (Indian Ocean)//Mar.Geol.1978.Vol.26, N 1/2.P.139-175.
- Boltovskoy E. Benthonic foraminifera of the bathyal zone from oligocene through quaternary//Rev.Esp.Micropaleontol.1979.Vol.12.P.283-304.
- Boltovskoy E. On the benthonic bathyal-zone foraminifera as stratigraphic guide fossils//J.Foraminiferal Res. 1980.Vol.10,N 3.P.163-172.
- Corliss B.H. Recent deep-sea benthonic foraminiferal distributions in the south-east Indian ocean: inferred bottom-water routes and ecological implications//Mar. Geol.1979.Vol.31.P.115-138.
- Corliss B.H. Linkage of north Atlantic and Southern Ocean deep-water circulation during glacial intervals//Nature.1982.Vol.298,N 5373.P.458-460.
- Corliss B.H. Distribution of Holocene deep-sea benthonic Foraminifera in the south-west Indian Ocean//Deep-Sea Res.1983.Vol.30,N 2A.P.95-117.
- Douglas R.G. Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the central north Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project//Init.Rep.DSDP.1973.Vol.17.P.607-671.
- Duplessy J.C., Shackleton N.J. Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135 000-107 000 years ago//Nature.1985.Vol.316,N 6028.P.500-507.

- Grazzini C.V., Grably M., Pijoe C., Duprat J. Oxygen isotope stratigraphy and paleoclimatology of south-western Atlantic quaternary sediments (Rio Grande Rise) at Deep Sea Drilling Project Site 517//Init.Rep.DSDP.1983. Vol.72.P.871-884.
- Heron-Allen E.F., Earland A.F. Foraminifera. P.1. The ice-free area of the Falkland Islands and adjacent seas//Discovery Rep.1932.Vol.4.P.291-460.
- Lohmann G.P. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western south Atlantic Ocean//J. Foraminiferal Res.1978.Vol.8.P.6-34.
- Miller K.G., Lohmann G.P. Environmental distribution of recent benthic foraminifera on the north-east United States continental slope//Geol.Soc.Amer.Bull.1982.Vol. 93,N 3.P.200-206.
- Murray J.W. Recent foraminifers from the Atlantic continental shelf of the United States//Micropaleontology. 1969.Vol.15,N 4.P.401-418.
- Murray J.W., Sturrock S., Weston J. Suspended load transport of foraminiferal tests in the a tide- and wave-swept sea//J.Foraminiferal Res.1982.Vol.12,N 1.P.51-65.
- Parker F. Distribution of the foraminifera in the north-eastern gulf of Mexico//Bull.Mus.Comp.Zool.1954.Vol.3, N 10.P.453-588.
- Peterson L.C., Lohmann G.P.Major change in Atlantic deep and bottom waters 700 000 years ago: benthonic foraminiferal evidence from the south Atlantic//Quatern.Res. 1982.Vol.17.P.26-38.
- Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F. North Atlantic foraminifera//Swed.Deep-Sea Exp.Rep.1953.Vol.7.122p.
- Prell W.I. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability//Init.Rep.DSDP.1982.Vol.68.P.455-464.
- Schnitker D. West Atlantic abyssal circulation during the past 120 000 years//Nature.1974.Vol.248,N 5447.P.385-387.
- Streeter S.S. Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic. Glacial-interglacial contrasts//Quatern.Res.1973.Vol.3.P.131-141.
- Streeter S.S., Shackleton N.J. Paleocirculation of the Deep North Atlantic: 150 000 - year record of benthic foraminifera and Oxygen-18//Science.1979.Vol.203,N 4376. P.168-171.

РОЛЬ ФОРАМИНИФЕР В БЕНТОСЕ ОКЕАНА

Т.А.Хусид

Фораминиферы имеют долгую геологическую историю. Начиная с кембрия, в течение фанерозоя они почти всегда были изобильны и разнообразны. Описано свыше 40 000 видов фораминифер, из которых 4000 живут и ныне (Tarpan, 1971). Фораминиферы встречаются во всех современных морских сообществах, а также найдены в бассейнах с пониженной соленостью и даже в пресных водах (Arnal, 1958; Boltovskoy, Lena, 1971; Resig, 1974; Фурсенко, Фурсенко, 1973). Особенно разнообразны и многочисленны бентосные фораминиферы в глубоководных условиях (Саидова, 1967, 1976; Басов, 1974; Бурмистрова, 1979; Хусид, 1979а; Phleger, 1960, 1976; Boltovskoy, Wright, 1976), что и делает их одной из наиболее важных групп океанского бентоса.

В настоящее время существует много публикаций о распределении бентосных фораминифер, об их экологии и биогеографии. Установлено, что состав ассоциаций бентосных фораминифер и их количественное распределение определяется комплексом абиотических и биотических факторов. В работах Х.М. Саидовой (1961, 1969, 1976) выведены основные закономерности глобального расселения фораминифер на дне океана. Выдающиеся советские океанологи Л.А.Зенкевич, В.Г.Богоров, П.Л.Безруков, А.П.Лисицын создали учение о зональности океана, в основу которого положены биологическая концепция - учение о биологической структуре океана и литологическая - учение о зональности современного осадкообразования (Зенкевич, 1948; Богоров, 1958; Богоров, Зенкевич, 1966; Безруков, 1962; Лисицын, 1974, 1978). Обе концепции развивались одновременно и тесно связаны между собой. Процессы, протекающие в океане, рассматриваются как целостная система. Развитие жизни в океане и процессы современного осадкообразования подчинены трем типам зональности: широтной (климатической), циркумконтинентальной и вертикальной.

О биотических связях фораминифер известно мало, до сих пор не оценена роль фораминифер в создании органической продукции океана. Трофические связи фораминифер с другими организмами рассматриваются в ряде работ (Bradshaw, 1955, 1961; Lipps, Valentine, 1970; Lipps, 1975). В основном эти работы касаются наблюдений и экспериментов в культуре с фораминиферами и организмами, которыми фораминиферы питаются. Фораминиферы обнаружили большую приспособляемость в питании. Источником пищи для разных видов служат бактерии, детрит, растворенное органическое вещество, а также растительная и животная пища.

Сами фораминиферы являются источником питания для мно-

гих организмов. Большая и широко распространенная группа моллюсков - лопатоногие (Scaphopoda) являются облигатными потребителями фораминифер, т.е. используют в своей пище только фораминиферы (Newell, 1970; Bilyard, 1974). Прямых сведений о том, что другие организмы, кроме лопатоногих моллюсков, используют для своего питания фораминиферы, пока нет, но существуют косвенные данные, указывающие на такую возможность. М.Н.Соколова (1958) исследовала трофические взаимоотношения глубоководных беспозвоночных детритофагов. Для этого определялось содержание кишечников животных, относящихся к восьми различным классам беспозвоночных. Она использовала обширный материал, полученный в северо-западной части Тихого океана, в Охотском и Беринговом морях. В кишечниках почти всех донных животных найдены более или менее многочисленные бентосные фораминиферы с известковыми и агглютинированными раковинами. Эти донные животные относятся к шести классам из восьми исследованных: Polychaeta, Sipunculoidea, Holothurioidea, Echinoidea, Echiuroidea, Ophiuroidea. Среди них есть животные, которые заглатывают грунт без выбора, есть животные, грубо сортирующие поверхностный слой грунта, и животные, тонко отсортировывающие детрит с поверхности грунта. Х.М.Саидова (1967, 1976) наблюдала в желудках голотурий, морских звезд, ежей, офиур, найденных в районе Курило-Камчатского желоба на глубине более 4000 м, большое количество раковин секреторных фораминифер. В осадках, на которых найдены исследованные ею представители детритоедов, известковые фораминиферы встречаются крайне редко. Возможно, эти животные обладают избирательной способностью и предпочитают использовать в качестве пищи фораминиферы. Е.А.Ахметьева (устное сообщение) заметила небольшое количество раковин бентосных фораминифер в желудках голотурий, обитающих в Марианском желобе.

Р.Дуглас и Ф.Вудруф (Douglas, Woodruff, 1981), изучавшие фораминиферы в глубоководных условиях у Южной Калифорнии, сообщили, что фораминифер в большом количестве потребляют многие беспозвоночные, особенно Echinoidea и Polychaeta. Они предположили, что численность фораминифер контролируется активностью макрофауны. Э.Болтовской и А.Запата (Boltovskoy, Zapata, 1980) также считают вполне вероятным связывать уменьшение плотности фораминифер с поеданием их крупными животными.

Для понимания роли фораминифер в создании общей продукции бентоса необходимо дать количественную оценку продуктивности бентосных фораминифер. Для определения продуктивности бентосных фораминифер необходимо знать изменения их биомассы в течение длительного времени и ежегодный прирост биомассы. В настоящее время говорить о продуктивности фораминифер очень трудно, в литературе пока существуют небольшое количество данных о биомассе бентосных фораминифер. Определения биомассы проводились в разных районах океана, чаще в приконтинентальных мелководных. Р.Виглей и А.Мак-Интайр (Wigley, McIntyre, 1964) исследовали распределение биомассы фораминифер на атлантическом шельфе у берегов Северной Америки в районе г.Бостона. Работы Д.Меррея

(Murray, 1968, 1969, 1970, 1979) посвящены изучению фораминифер на шельфе Англии и у восточных берегов Северной Америки (в районе 41° с.ш.). В.Дезаи и М.Кутти (Desai, Kuttī, 1967) определили биомассу фораминифер в лагунах Кочин (у восточных берегов Индостана) и провели сопоставление биомассы фораминифер и макрофауны. Э.Болтовской и Х.Лена (Bol'tovskoy, Lena, 1969) рассчитали биомассу фораминифер на аргентинском шельфе Атлантики, у Пуэрто-Десидо. Советские исследователи изучали биомассу в глубоководных зонах океана (батимальная, абиссальная, ультраабиссальная) в районах Курило-Камчатского желоба (Саидова, 1967), Фолклендских островов и у Южно-Сандвичева желоба (Басов, 1974), а также в сублиторальной и батимальной зонах Охотского моря (Басов, Хусид, 1983).

В настоящей работе сделана попытка оценить роль фораминифер в донной фауне океана. Для этой цели в различных районах океана на разных батиметрических уровнях определена биомасса фораминифер и проведено сопоставление биомассы фораминифер и макробентоса.

Нами изучены 133 пробы осадков, собранные в разных районах океана с глубины от 30 до 9220 м. В Тихом океане материал получен у берегов Перу, Чили, у Курильских и Алеутских островов, в Аляскинском заливе, в Центральной, Северо-Восточной, Северо-Западной и Южной котловинах. В Индийском океане пробы взяты в Аравийской котловине и в районе Аравийско-Индийского хребта. Из дночерпательных проб отбирался поверхностный слой осадка мощностью 1 см. Осадок промывался через сито с размером ячеек 0,05 мм. Для выделения живых фораминифер применялся раствор бенгальской розовой краски, которая окрашивает плазму в красный цвет. Для расчета биомассы мы применили метод, предложенный Р.Виглеем и А.Мак-Интайром (Wigley, McIntyre, 1964). Для каждого вида измерялся средний объем полостей, заполненных плазмой. Объем плазмы умножался на общую численность фораминифер и на удельный вес плазмы (1,13 г/см³). Этот метод нашел применение в довольно большом количестве исследований (Саидова, 1967, 1976; Басов, Хусид, 1973, 1983; Басов, 1974; Murray, 1968, 1969, 1970, 1979).

В литературе описано еще два метода определения биомассы фораминифер. Метод, предложенный В.Дезаи и М.Кутти (Desai, Kuttī, 1967), заключается в следующем: растворяется большое количество (несколько тысяч) фораминифер в соляной кислоте, затем плазма, оставшаяся после растворения раковин, взвешивается. Этот вес и считается биомассой фораминифер. Э.Болтовской и Х.Лена (Bol'tovskoy, Lena, 1969) предложили для определения биомассы использовать следующий способ: сначала взвесить раковины фораминифер с плазмой, затем прокалить их в печи при температуре 500°C , чтобы сжечь плазму, и снова взвесить. Разницу весов авторы считают биомассой фораминифер. Для определения биомассы по этому методу также требуется большое количество раковин. Э.Болтовской и Х.Лена для одного определения использовали 2800 раковин. Оба метода неприемлемы для определения биомассы фораминифер из глубоководных зон открытых областей океана, где фораминиферы с плазмой очень редки и мелкие.

Биомасса фораминифер. Распределение биомассы мы рассматриваем отдельно в высокопродуктивных (приконтинентальных) и низкопродуктивных (центральных) районах океана и отдельно для каждой батиметрической зоны внутри этих районов (рис.1-3).

В приконтинентальных районах значения биомассы фораминифер меняются в широких пределах - от долей грамма до десятков граммов. Наибольшая концентрация фораминифер отмечена в зоне апвеллинга - на южноамериканском шельфе у берегов Перу и Чили. Биомасса фораминифер здесь на отдельных участках достигает 100 г/м^2 , средняя биомасса - $36,8 \text{ г/м}^2$. На континентальном склоне этого района биомасса фораминифер меньше, чем на шельфе. В батимальной зоне ее значения варьируют от $5,8$ до $70,3 \text{ г/м}^2$, составляя в среднем $30,0 \text{ г/м}^2$, а в абиссальной зоне средняя биомасса снижается до 13 г/м^2 (Хусид, 1977). Высокая биомасса и большой диапазон ее колебаний на шельфе и верхней части материкового склона в Перуанско-Чилийском районе связаны с изменчивостью гидрохимического режима придонных вод. Особенностью района является значительное обогащение осадков шельфа и верхней части континентального склона органическим веществом, дефицит кислорода (менее $0,5 \text{ мл/л}$) в придонных водах на глубине от 30 до 500 м и резкая недонасыщенность вод карбонатом кальция. Наиболее высокая биомасса в этом районе отмечена на песчаных осадках (рис.4), в которых содержание CaCO_3 достигает $10-50\%$, значения биомассы здесь в $30-50$ раз выше, чем на пелитовых илах, в которых содержание CaCO_3 не превышает 2% (Логвиненко, Романкевич, 1973), что связано с лучшей аэрацией вод над песками. Содержание кислорода в этих водах - $0,3-0,4 \text{ мл/л}$ (Богоявленский, Шишкина, 1971), вследствие чего условия для дыхания, обмена веществ и для построения скелетов бентосных фораминифер улучшаются. В районах развития тонких пелитовых илов, в условиях слабой динамики вод с содержанием O_2 не более $0,1 \text{ мл/л}$ и сильно недонасыщенных CaCO_3 , создаются трудные условия для жизнедеятельности фораминифер и построения раковин. Таким образом, на фоне высокой биомассы и численности фораминифер в высокопродуктивных районах местами наблюдаются и низкие их значения. Чтобы составить правильное представление о продуктивности района, необходимо изучение фауны на сравнительно большом материале, и всегда надо приводить не только средние данные, но и абсолютные показатели биомассы.

В Охотском море в сублиторальной зоне отмечена низкая биомасса фораминифер - в среднем $1,2 \text{ г/м}^2$. Глубже, в батимальной зоне (прибрежная и центральная части моря) биомасса фораминифер увеличивается местами до 21 г/м^2 , составляя в среднем $7,8 \text{ г/м}^2$. Низкая биомасса известковых фораминифер в пределах сублиторальной зоны в Охотском море связана с районами распространения холодных недонасыщенных карбонатом кальция вод. Здесь, на шельфе Охотского моря, преобладают грубозернистые осадки, неблагоприятные для массового развития и известковых, и агглютинирующих форм. В батимальной зоне фораминиферы обитают в пределах влияния теплых тихоокеанских вод, осадки континентального склона

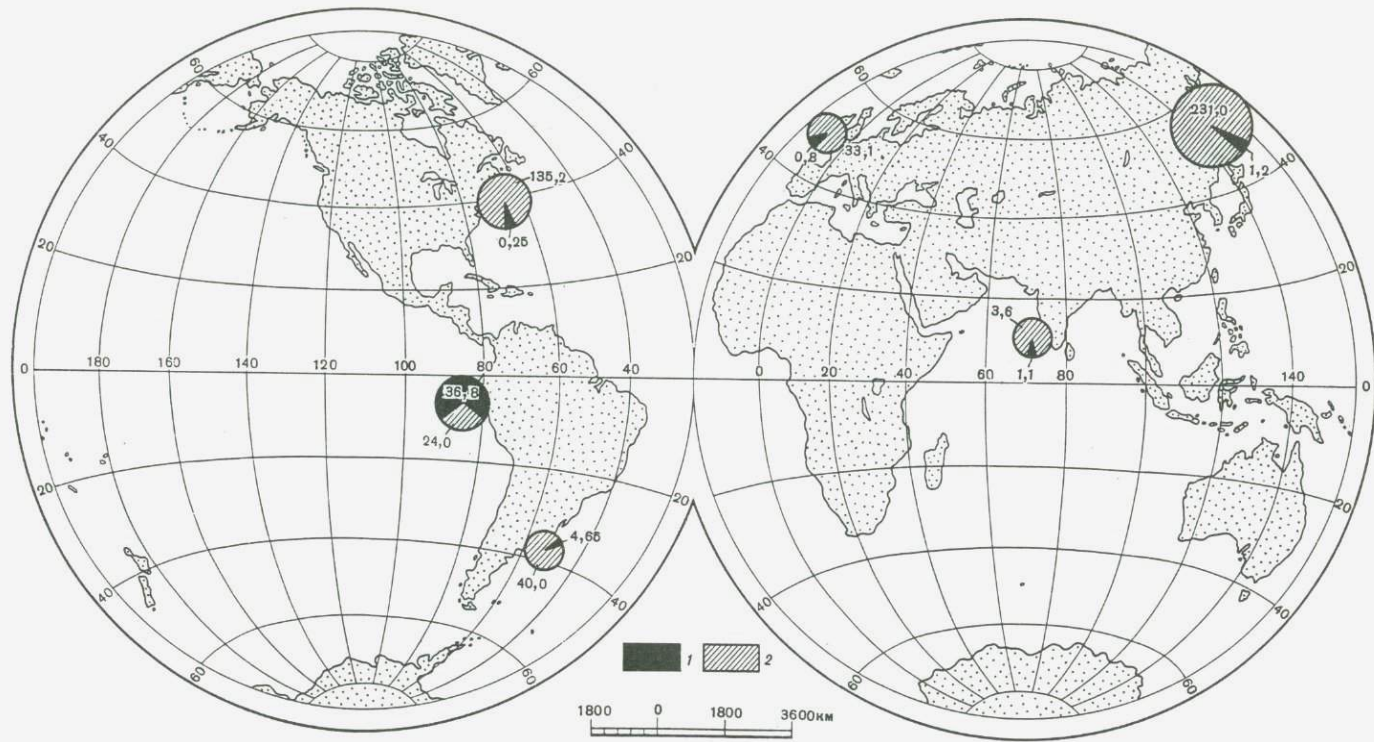


Рис. 1. Биомасса бентосной фауны
(в г/м²) в sublittoralной зоне
1 - биомасса фораминифер; 2 - биомас-
са макрофауны

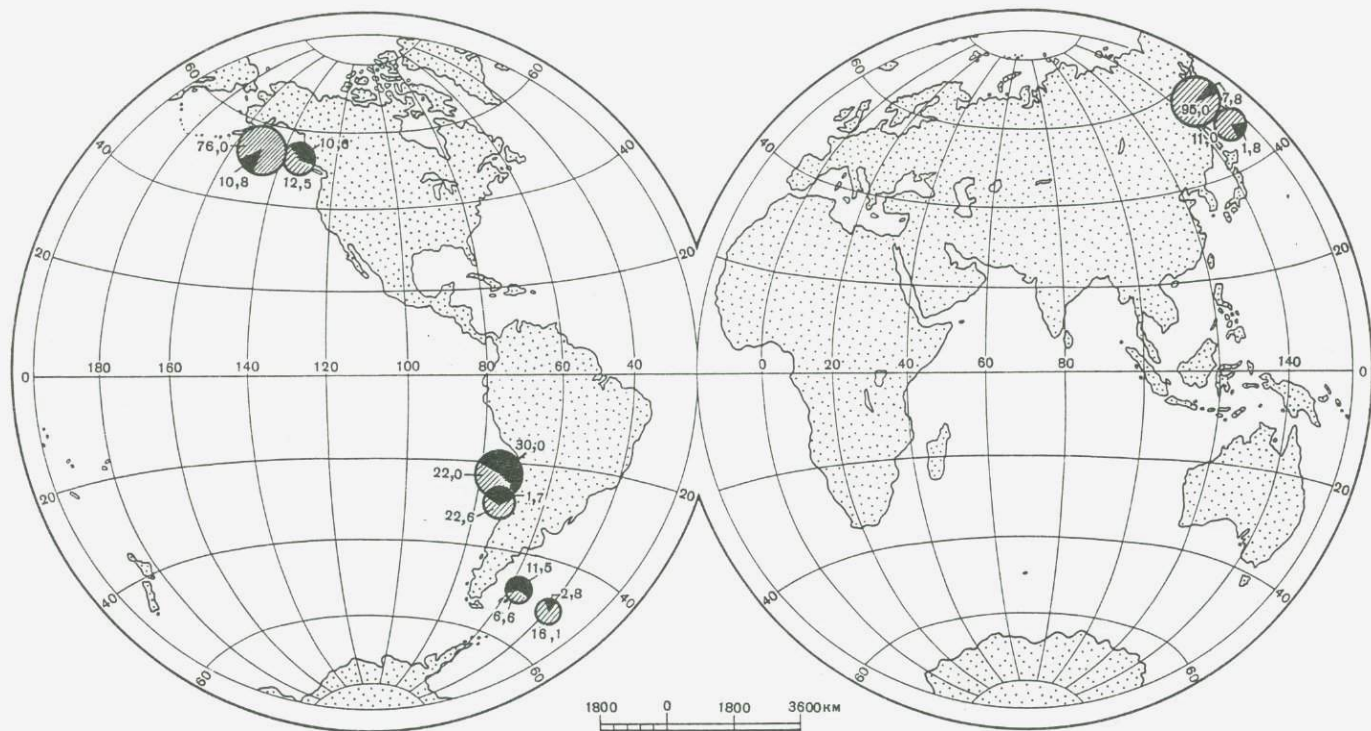


Рис. 2. Биомасса бентосной фауны
(в $\text{г}/\text{м}^2$) в баттальной зоне
Условные обозначения см. на рис. 1

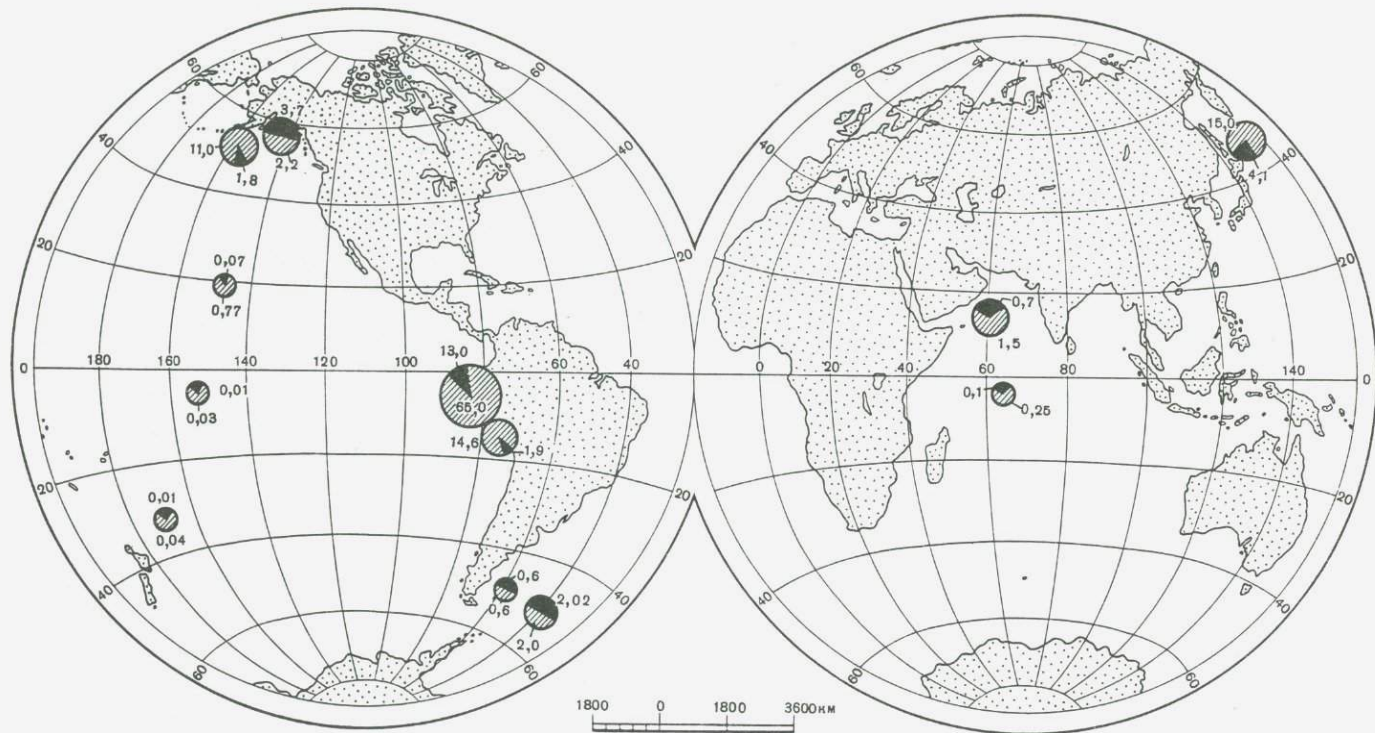


Рис. 3 . Биомасса бентосной фауны
(в г/м²) в абиссальной зоне
Условные обозначения см. на рис. 1

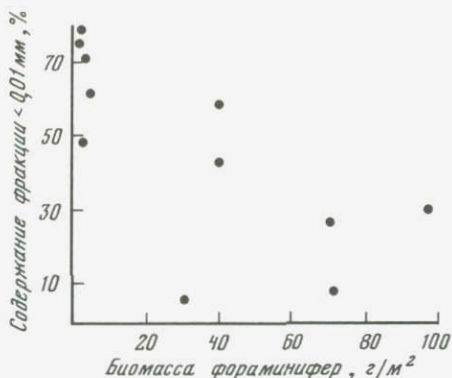


Рис. 4. Зависимость распределения биомассы фораминифер от гранулометрического состава осадков в зоне дефицита кислорода на Перуанском шельфе

и центральной части моря представлены в основном алеврито-во-пелитовыми и пелитовыми илами.

В Индийском океане у восточных берегов Индостана в сублиторальной зоне, по данным Б.Дезаи и М.Кутти (Desai, Kuttī, 1967), биомасса фораминифер изменяется на разных станциях от долей грамма до $17 \text{ г}/\text{м}^2$, составляя в среднем $11,0 \text{ г}/\text{м}^2$.

В Атлантическом океане биомасса фораминифер известна в сублиторальной зоне у берегов Северной и Южной Америки, у берегов Англии. У Северной Америки и Англии биомасса в среднем составляет $0,25$ и $0,8 \text{ г}/\text{м}^2$ соответственно. У берегов Южной Америки биомасса фораминифер — $4,65 \text{ г}/\text{м}^2$.

В глубоководных батиметрических зонах (батальной и абиссальной) приконтинентальных районов Тихого океана (у Курильских островов, в Аляскинском заливе, у Алеутских островов) и Атлантического океана (у Фолклендских-Мальвинских островов и в районе Южно-Сандвичева желоба) биомасса фораминифер колеблется от $0,6$ до $10,8 \text{ г}/\text{м}^2$, причем с увеличением глубины средняя величина биомассы уменьшается. Это уменьшение происходит неравномерно (Саидова, 1967, 1976; Хусид, 1973, 1979а,б; Басов, 1974).

В глубоководных желобах океана (Перуанско-Чилийский, Курило-Камчатский, Алеутский, Фолклендский) биомасса не превышает $1-2 \text{ г}/\text{м}^2$ и только в Курило-Камчатском желобе составляет $6,4 \text{ г}/\text{м}^2$. Такая высокая биомасса бентосных фораминифер на дне и склонах Курило-Камчатского желоба объясняется высокой продуктивностью вод в этом районе и поступлением на дно желоба большого количества органического вещества, которое не успевает использоваться фауной на меньших глубинах (Богданов, Шапошникова, 1970).

В центральных областях океана, отличающихся низкой продуктивностью поверхностных вод, биомасса фораминифер очень

низка и составляет сотые и даже тысячные доли грамма на квадратный метр. Самая низкая биомасса обнаружена на дне Центральной и Южной котловин в Тихом океане - 0,009-0,02, в среднем 0,01 г/м². В Северо-Восточной котловине биомасса составляет 0,07 г/м². В Аравийской котловине Индийского океана, где продуктивность поверхностных вод выше, донные фораминиферы создают в абиссальной зоне значительно более многочисленные популяции, и их биомасса достигает 0,7 г/м², в районе Аравийско-Индийского хребта биомасса фораминифер - 0,1 г/м².

Сопоставление биомассы фораминифер и макрофауны. Сопоставление биомассы фораминифер с биомассой макробентоса показало, что она иногда превышает биомассу макробентоса (рис.5). Особенно значительна роль фораминифер в приконтинентальных районах океана. У берегов Южной Америки (Тихий океан) фораминиферы составляют большую часть в общей биомассе бентоса во всех вертикальных зонах: в сублиторальной зоне - 50, в батимальной - 70-90, в абиссальной - 20-80, в ультраабиссальной - 50% (данные по биомассе макробентоса взяты из работы А.П.Кузнецова, 1980). У берегов Индостана фораминиферы составляют 75% в общей биомассе бентоса (Desai, Kutti, 1967). У атлантических берегов Северной и Южной Америки и у берегов Англии роль бентосных фораминифер невелика - 2-3% (данные по биомассе макробентоса взяты из работ ряда авторов: Wigley, McIntyre, 1964; Holme, 1953). На шельфе Охотского моря фораминиферы также составляют всего 2% в общей биомассе бентоса, но глубже, в прибрежной и центральной частях моря в пределах батимальной зоны, их доля повышается до 50% (данные по биомассе макробентоса Охотского моря взяты из работы А.И.Савилова, 1961). Такое изменение роли бентосных фораминифер в биомассе связано с изменением состава осадков и гидродинамического режима. На шельфе Охотского моря в условиях большой подвижности вод развиты преимущественно грубозернистые осадки и скалистые грунты, здесь в фауне макробентоса преобладают сестонофаги. На континентальном склоне Охотского моря и в его центральной части, где преобладают спокойные гидродинамические условия, развиты в основном алевритово-пелитовые илы. Здесь среди макробентоса доминируют детритофаги, и именно в зоне развития детритофагов фораминиферы играют значительную роль в фауне бентоса.

На континентальном склоне в пределах батимальной и абиссальной зон у берегов Курильских, Алеутских островов, в Аляскинском заливе и у Фолклендских островов, а также в районе Южно-Сандвичева желоба доля фораминифер в общей биомассе бентоса меняется от 20 до 75% (данные по биомассе макробентоса взяты из работ З.А.Филатовой, 1969; Л.И.Москалева и др., 1973).

В глубоководных желобах Тихого и Атлантического океанов фораминиферы составляют в суммарной биомассе бентоса от 1% в Южно-Сандвичевом желобе до 45-60% в Перуанско-Чилийском и Алеутском желобах. Наибольшую роль фораминиферы играют в Курило-Камчатском желобе, где на их долю приходится 71% биомассы (данные о биомассе макрофауны получены

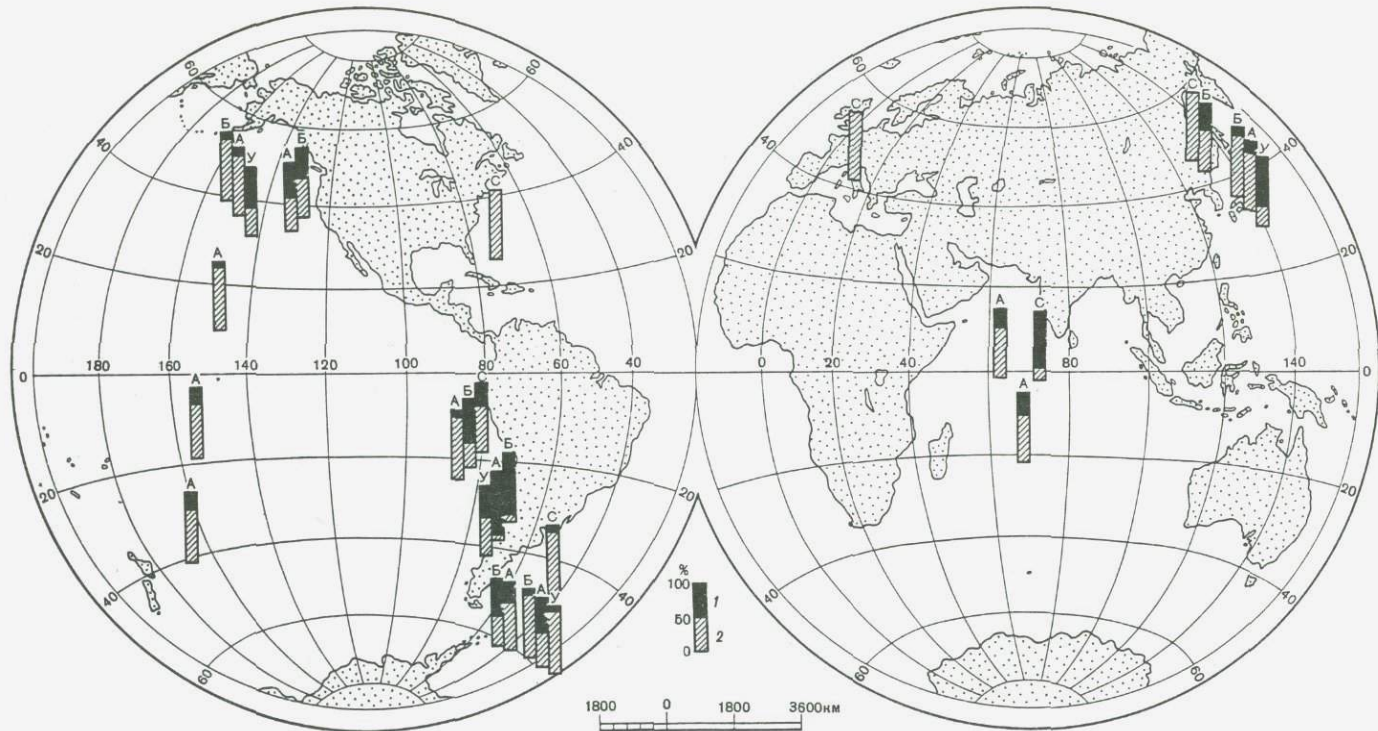


Рис. 5. Соотношение биомассы бентосных фораминифер (1) и бентосной макрофауны (2) в различных батиметрических зонах

Зоны: С - sublittoralная (0-200 м), Б - батияльная (200-3000 м), А - абиссальная (3000-6000 м), У - ультраабиссальная (глубже 6000 м)

из работ З.А.Филатовой, 1969; А.П.Кузнецова, 1980; Н.Г.Виноградовой и др., 1974).

Роль фораминифер в бентосе центральных частей океана менее значительна, чем в приконтинентальных районах. В котловинах Тихого океана (Центральная, Северо-Восточная, Северо-Западная, Южная) и Индийского (Аравийская) и в районе Аравийско-Индийского хребта фораминиферы составляют от 17 до 25% в биомассе бентоса (данные по биомассе макробентоса взяты из работ Г.М.Беляева, Н.Г.Виноградовой, 1961; З.А.Филатовой, 1969; М.Н.Соколовой, 1970).

Проведенные исследования показали, что донные фораминиферы являются важным компонентом бентоса и вносят большой вклад в его биомассу. В приконтинентальных районах, характеризующихся высокой продуктивностью поверхностных вод, биомасса бентосных фораминифер высокая во всех батиметрических зонах. Наиболее высокие показатели биомассы отмечены у берегов Перу в сублиторальной зоне. В центральных океанических районах, где поверхностные воды обеднены, биомасса фораминифер низкая. В пределах отдельного района биомасса фораминифер варьирует в широких пределах, что связано с изменением гранулометрии осадка, гидродинамического режима, насыщенности вод карбонатом кальция.

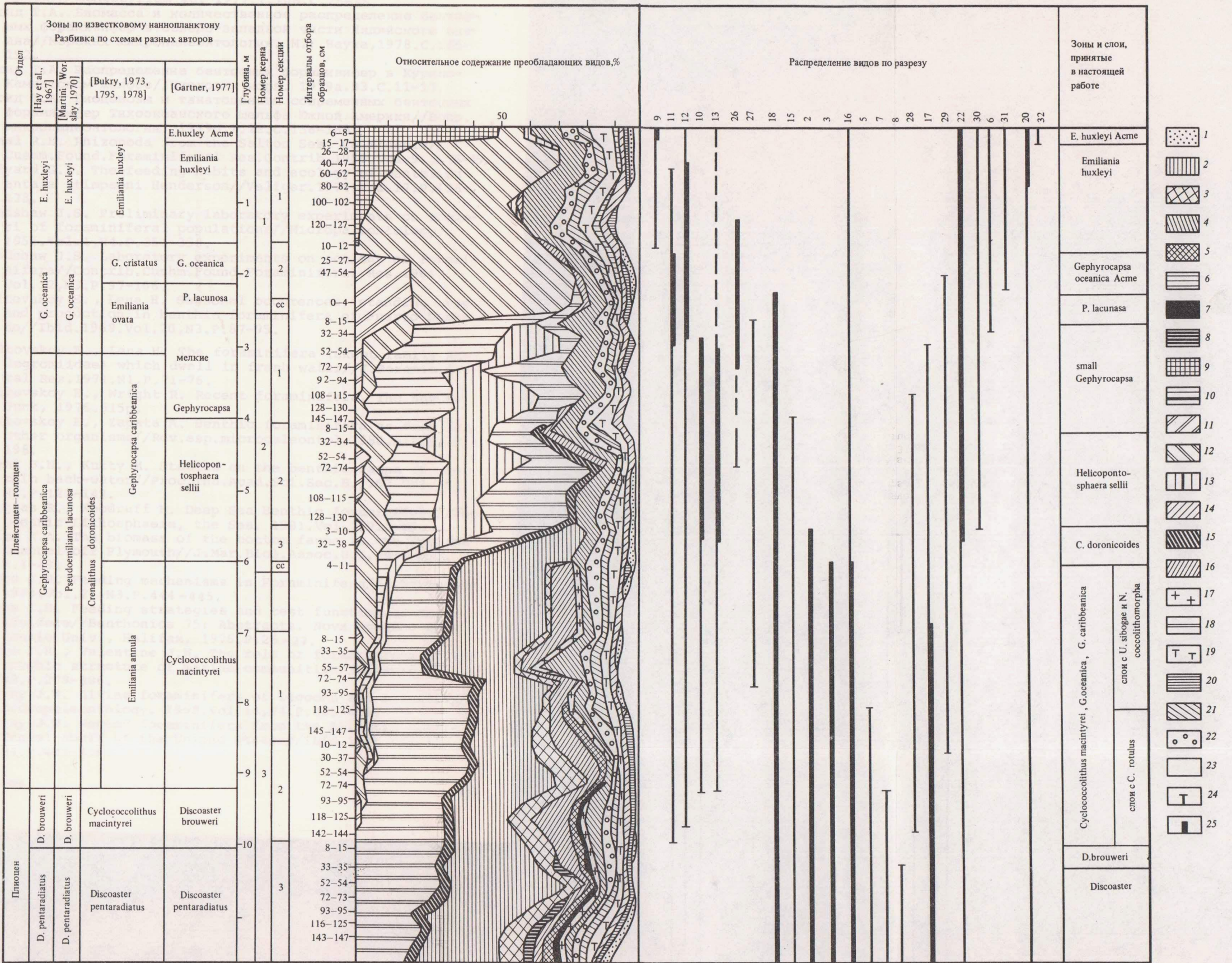
Сопоставление биомассы фораминифер с биомассой макробентоса показало, что она иногда превышает биомассу макробентоса. В приконтинентальных районах биомасса фораминифер составляет в общей биомассе бентоса от 20 до 80%. Наибольшую роль фораминиферы играют в спокойных гидродинамических условиях в зоне преимущественного развития детритофагов.

Работа выполнена в Отделе геологии океана по проекту "Палеоокеанология".

ЛИТЕРАТУРА

- Басов И.А. Биомасса бентосных фораминифер районов Южно-Сандвичева желоба и Фолклендских островов//Океанология. 1974.Т.14, вып.2.С.341-344.
- Басов И.А., Хусид Т.А. О роли бентосных фораминифер в формировании органического вещества в осадках Охотского моря//Бюл.МОИП. Отд.геол.1973.Т.48, №4.С.147-148.
- Басов И.А., Хусид Т.А. О биомассе бентосных фораминифер в осадках Охотского моря//Океанология.1983.Т.23, вып.4. С.648-655.
- Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане//Тр.Океаногр.комис.1962.Т.10, №3.С.3-8.
- Беляев Г.М., Виноградова Н.Г. Количественное распределение бентосной фауны в северной части Индийского океана// Докл.АН СССР.1961.Т.138, №5.С.1191-1194.
- Богданов Ю.А., Шапошникова М.Г. Органическое вещество в водной взвеси района Курило-Камчатского желоба//Тр.ИОАН АН СССР.1970.Т.86.С.46-57.
- Вогоров В.Г. Продукция планктона и характеристика биогеографических областей океана//Там же.1958.Т.117, №5. С.1027-1029.

- Богоров В.Г., Зенкевич Л.А. Биологическая структура океана//Экология водных организмов. М.: Наука, 1966. С.39-47.
- Богоявленский А.Н., Шишкина О.В. Основные черты гидрохимии Перуанско-Чилийского района//Тр.ИОАН СССР.1971.Т.89. С.96-105.
- Бурмистрова И.И. Глубоководные сообщества бентосных фораминифер северной части Индийского океана//Вопр.микрoпалеонтологий.1979, №22.С.147-155.
- Виноградова Н.Г., Кудинова-Пастернак Р.К., Москалев Л.И. и др. Некоторые закономерности количественного распределения донной фауны в море Скоттия и в глубоководных желобах Атлантического сектора Антарктики//Тр.ИОАН СССР. 1974.Т.98.С.153-183.
- Зенкевич Л.А. Биологическая структура океана//Зоол.журн. 1948.Т.27, №2.С.26-38.
- Кузнецов А.П. Экология бентосной фауны Мирового океана. М.: Наука, 1980.243с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.392с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438с.
- Логвиненко Н.В., Романкевич Е.А. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили//Литология и полезные ископаемые.1973.№1.С.3-16.
- Москалев Л.И., Зезина О.Н., Кудинова-Пастернак Р.К., Муромцева Т.Л. Количественная и экологическая характеристика бентосной фауны батииали залива Аляска//Тр.ИОАН СССР.1973.Т.91.С.73-79.
- Савилов А.И. Экологическая характеристика бентосной фауны беспозвоночных Охотского моря//Там же.1961.Т.46.С.3-84.
- Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961.232с.
- Саидова Х.М. Биомасса и количественное распределение живых фораминифер в Курило-Камчатском желобе//Докл.АН СССР.1967.Т.174, №1.С.207-209.
- Саидова Х.М. Распространение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане//Тихий океан: Микрофауна и микрофлора в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969.С.120-201.
- Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976.153с.
- Соколова М.Н. Питание глубоководных донных беспозвоночных детритоядов//Тр.ИОАН СССР.1958.Т.27.С.123-152.
- Соколова М.Н. Весовая характеристика мезобентоса различных районов глубоководных трофических областей Тихого океана//Океанология.1970.Т.10, №2.С.348-355.
- Филатова З.А. Количественное распределение бентосной фауны//Биология Тихого океана. М.: Наука, 1969.С.212-217.
- Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. Фораминиферы лагуны Буссе и их комплексы//Тр.СО АН СССР.1973.Т.62.С.49-118.
- Хусид Т.А. Распределение бентосных фораминифер в Аляскинском заливе и в Алеутском желобе//Тр.ИОАН СССР.1973. Т.91.С.104-107.



Вертикальное распределение известкового наннопланктона в четвертичных отложениях скв. 516

1 - *Coccolithus pelagicus* (Wall.) Schill.; 2 - *Crenolithus dornicoides* (Black, Barn.) Roth; 3 - *Cyclococcolithus macintyreii* Bram., Bukry; 4 - *C. leptoporus* (Murr., Blackm.) Kpt.; 5 - *C. rotulus* Kpt.; 6 - *Discoaster tubifera* (Murr., Blackm.) Lohm.; 7 - *Discoaster brouweri* Tan; 8 - *D. pentaradiatus* Tan; 9 - *Emiliana huxleyi* (Lohm.) Hay, Mohl.; 10 - *Gephyrocapsa aperta* Kpt.; 11 - *G. caribbeanica*, Boudr., Hay; 12 - *G. ocea-*

nica Kpt.; 13 - *G. sinuosa* Boudr., Hay; 14 - *Helicopontosphaera kamptneri* Hay, Mohl.; 15 - *H. sellii* Bukry; 16 - *Neosphaera coccolithomorpha* Lecal-Schl.; 17 - *Pontosphaera*; 18 - *Pseudoemiliana lacunosa* (Kpt.) Gart.; 19 - *Rhabdosphaera clavifera* Murr., Blackm.; 20 - *Scapholithus fossilis* Defl.; 21 - *Syracosphaera pulchra* Lohm.; 22 - *Umbilicosphaera mirabilis* Lohm.; 23 - остальные виды комплекса; 24 - присутствие вида;

25 - увеличение численности вида. Редкие виды: 26 - *Gephyrocapsa protohuxleyi* McIntyre; 27 - *G. ericsonii* McIntyre; 28 - *Ceratolithus cristatus* Kpt.; 29 - *Pontosphaera scutellum* Kpt.; 30 - *Discolithina japonica* Takayama; 31 - *Umbellosphaera tenuis* (Kpt.) Paasche; 32 - *Braarudosphaera bigelowi* (Gran; Braar.) Defl.

- Хусид Т.А. Биоценозы бентосных фораминифер в Перуанско-Чилийском желобе//Там же. 1977.Т.108.С.25-36.
- Хусид Т.А. Биомасса и количественное распределение бентосных фораминифер в северо-западной части Индийского океана//Морская микропалеонтология. М.: Наука,1978.С.185-192.
- Хусид Т.А. Распределение бентосных фораминифер в Курило-Камчатском желобе//Биология моря. 1979а.№3.С.11-17.
- Хусид Т.А. Биоценозы и танатоценозы современных бентосных фораминифер Тихоокеанского шельфа Южной Америки//Вопр. микропалеонтологии. 1979б.Т.22.С.156-168.
- Arnal R.E. Rhizopoda from the Salton Sea, California//Cushman Found. Foraminiferal Res. Contrib. 1958. Vol. 9. P. 36-45.
- Bilyard G.R. The feeding habits and ecology of *Dentalina entale stimpsoni* Henderson//Veliger. 1974. Vol. 17. P. 126-138.
- Bradshaw J.S. Preliminary laboratory experiments on ecology of foraminiferal populations//Micropaleontology. 1955. Vol. 1, N4. P. 351-358.
- Bradshaw J.S. Laboratory experiments on ecology of foraminifera//Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res. 1961. Vol. 12, N3. P. 97-106.
- Boltovskoy E., Lena H. Seasonal occurrences, standing crop and production in benthic foraminifera of Puerto Deseado//Ibid. 1969. Vol. 20, N3. P. 87-95.
- Boltovskoy E., Lena H. The foraminifera (except family Allogromiidae) which dwell in fresh water//J. Foraminiferal Res. 1971. N1. P. 71-76.
- Boltovskoy E., Wright R. Recent foraminifera. The Hague: Junk, 1976. 515p.
- Boltovskoy E., Zapata A. Benthic foraminifera as food for other organisms//Rev. esp. micropaleontol. 1980, N12. P. 191-198.
- Desai B.N., Kutty M. Studies on the benthic fauna of Cochin back-water//Proc. Ind. Acad. Sci. Sec. B. 1967. Vol. 46, N4. P. 123-142.
- Douglas R., Woodruff F. Deep Sea Benthic foraminifera//The Oceanic Lithosphere, the Sea. 1981. Vol. 7. P. 1-80.
- Holme N.A. The biomass of the bottom fauna in the English Channel off Plymouth//J. Mar. Biol. Assoc. U.K. 1953. N32. P. 1-49.
- Lipps J.H. Feeding mechanisms in Foraminifera//J. Protozool. 1974. Vol. 21, N3. P. 444-445.
- Lipps J.H. Feeding strategies and test function in foraminifera//Benthonics 75: Abstracts. Nova Scotia: Dalhousie Univ., Halifax. 1975. P. 26-27.
- Lipps J.H., Valentine J.W. The role of foraminifera in the trophic structure of marine communities//Lethaia. 1970. N3. P. 279-286.
- Murray J.W. Living foraminifera of lagoons and estuaries//Micropaleontology. 1968. Vol. 14, N4. P. 435-455.
- Murray J.W. Recent foraminifera from the Atlantic continental shelf of the United States//Ibid. 1969. Vol. 15, N4. P. 401-419.

- Murray J.W. Foraminifers of the western approaches to the English Channel//Ibid.1970.Vol.16,N4.P.471-485.
- Murray J.W. Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. N.Y.: Crane Russak. Co, 1973.274p.
- Murray J.W. Recent benthic foraminiferids of the Celtic sea//J.Foraminiferal Res. 1979.Vol.9,N3.P.193-209.
- Newell R.G. Biology of intertidal animals. London, Logos press, 1970.555p.
- Phleger F.B. Ecology and distribution of recent foraminifera. Baltimore: Hopkins, 1960.297p.
- Phleger F.B. Benthic Foraminiferids as indicators of organic production in marginal marine areas//I.Intern.Symp. Benthonic Foraminiferal. Cont. Margins. Pt. Ecol. and Biol. Maritime Sediments. Spec. Publ. 1976.P.107-117.
- Resig J.M. Recent foraminifera from a landlocked Hawaiian lake//J.Foraminiferal Res. 1974.Vol.9,N4.P.69-76.
- Tappan H. Foraminiferida//Mc Craw-Hill encyclopedia of science and technology. 1971.Vol.5.P.467-475.
- Wigley R.L., McIntyre A.D. Some quantitative comparisons of offshore mesobenthos and macrobenthos south of Martha's Vineyard//Limnol. and Oceanogr. 1964.Vol.9,N4. P.485-493.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕСТКОВОГО НАННОПЛАНКТОНА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СКВ.516 АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

О.Б.Дмитренко

Известковый наннопланктон из четвертичных донных осадков Мирового океана изучался в нашей стране главным образом из отложений, поднятых колонками и дночерпателями при проведении океанических экспедиционных работ. Колонки охватывали как правило лишь отдельные части четвертичного разреза. В связи с этим изучение полного непрерывного литологически однородного разреза, охарактеризованного богатом и хорошей сохранности известковым наннопланктоном, представляется очень важным и своевременным.

Скважина 516 пробурена с б/с "Гломар Челленджер" на своде возвышенности Риу-Гранди на глубине 1313 м (координаты $30^{\circ}19,59'$ ю.ш. и $35^{\circ}17,11'$ з.д.). Была изучена плиоцен-четвертичная часть разреза, охватывающая 11,5 м фораминиферо-кокколитовых илов.

Цель работы - оценка критериев проведения плиоцен-четвертичной границы и выделения зональных подразделений, детальное расчленение разреза и возможность использования имеющихся биостратиграфических схем. Разрез исключительно важен для подобной работы, чему способствует благоприятное географическое расположение скважины в субтропической зоне океана в непосредственной близости от границы северной части субтропической и южной части тропической водных масс (Степанов, 1983). Здесь происходит усиленный тепло- и водообмен и обогащение субтропических комплексов известкового наннопланктона тропическими видами, приносимыми Бразильским течением из низких широт Атлантического океана.

В данном разрезе определены многие виды известкового наннопланктона, по которым удалось расчленить осадки по всем имеющимся биостратиграфическим схемам. В результате в едином разрезе сопоставляются зональные подразделения разных схем. В этом отношении разрез уникален и может быть использован в качестве стратотипического для изучения известкового наннопланктона из четвертичных отложений субтропической зоны океана.

Исследование известкового наннопланктона Атлантического океана во второй половине XIX в. начал К.Уоллич (Wallich, 1877) и продолжили Ц.Остенфельд и Х.Ломан (Ostenfeld, 1899, 1910; Lohmann, 1912). Особенно широко исследования развернулись в связи с началом глубоководного бурения. В основе биостратиграфического расчленения плиоцен-четвертичных отложений лежит схема У.Хэя, Г.Молера, П.Рота, Р.Шмидта и К.Бодракса, разработанная для осадков Карибского моря и Мексиканского залива (Hay et al., 1967). Четвертичные отложения включают три зоны (сверху вниз): *Emiliania huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Gephyrocapsa caribbeanica*.

Ниже следует зона верхнего плиоцена *Discoaster brouweri*.

В несколько измененном виде эта схема была использована К.Гайтценауэром (Geitzenauer, 1969) для субантарктических районов Тихого океана, Д.Бакри (Bakry, 1970), Э.Мартини и Т.Уорсли (Martini, Worsley, 1970) для Мирового океана. На протяжении более 10 лет две последние схемы модифицировались различными исследователями. В развитии схемы Д.Бакри большая роль принадлежит самому Д.Бакри, а также П.Роту, Д.Визе, Ф.Винду и др. (Bakry, 1970, 1973, 1975, 1978; Roth, 1974; Wise, Wind, 1977). Схема Э.Мартини многократно использовалась разными исследователями (Mazzai et al., 1979; Müller, 1976; и др.) и совершенствовалась Ф.Виндом, П.Чепеком, С.Гартнером и др. (Serres, Wind, 1979; Gartner, 1977a) (таблица). Конечным результатом этой работы являются две схемы: С.Гартнера (Gartner, 1977a), разработанная по материалам осадков тропической части Тихого океана, Карибского и Средиземного морей, и Д.Бакри (Bakry, 1978) по осадкам Мирового океана (см. таблицу).

В основу выделения зон и подзон различными авторами положены разные принципы. Верхняя зона *Emiliana huxleyi* выделяется всеми авторами по появлению вида-индекса. Зона *Gephyrocapsa oceanica* у С.Гартнера характеризует диапазон между зоной *Emiliana huxleyi* и зоной *Pseudoemiliana lacunosa* (нижняя граница проводится по исчезновению вида *P. lacunosa*). Подошву зоны *Gephyrocapsa oceanica* Д.Бакри проводит по появлению в разрезе вида-индекса. Подзоны описываемой зоны у Д.Бакри ограничиваются следующим образом: подошва *Emiliana ovata* - появлением *Gephyrocapsa oceanica*, кровля - исчезновением *Emiliana ovata*, подошва подзоны *Ceratolithus cristatus* - исчезновением *Emiliana ovata* и *E. annula*, верхняя граница - появлением *E. huxleyi*.

Некоторые другие зоны и подзоны у Д.Бакри выделены не на основе появления или исчезновения видов, характерных для этих стратиграфических интервалов, а с учетом появления и исчезновения видов-индексов смежных зон. Например, зона *Crenalithus doronicoides* устанавливается по исчезновению *Discoaster brouweri* в подошве и по появлению *Gephyrocapsa oceanica* в кровле. В результате та часть разреза, которая лишена вида-индекса, может попасть в эту зону (рисунок, разбивка по схеме Д.Бакри, см. на вклейке).

Различный подход к выделению зон приводит еще и к тому, что зона с одним и тем же наименованием характеризует разные по возрасту осадки. Так, зона *Cyclonoccolithus paucintyreus* у С.Гартнера выделена в низах плейстоцена, а у Д.Бакри - как подзона в верхней части плиоцена. Таким образом, выделение зональных и более дробных единиц ведется с использованием различных и отнюдь не однозначных критериев, что затрудняет выбор тех или иных схем и сопоставление объемов и границ одноименных подразделений. В целом менее дробные схемы Э.Мартини и Д.Бакри используются в Атлантическом океане преимущественно в районах умеренных и высоких широт северного (Perch-Nielsen, 1972) и южного (Perch-Nielsen, 1977; Wise, Wind, 1977) полушарий. В более низких широтах применяются более дробная схема П.Чепека и Ф.Винда (Serres, Wind, 1979), шкалы Д.Бакри (Perch-

Сопоставление зональных схем для четвертичных отложений Мирового океана по известковому наннопланктону

млн лет	[Cartner, 1977]	[Сёпец, Wind, 1979]	[Martini, Worsley, 1970]	[Hay et al., 1967]	[Geitznauer, 1969]	млн лет	[Bukry, 1970]	[Bukry, 1973]	[Roth, 1974]	млн лет	[Bukry, 1975]	[Bukry, 1978; Okada, Bukry, 1981]	млн лет		
0,07	E.hux. Acme	Emiliana huxleyi	Emiliana huxleyi	Emiliana huxleyi	Emiliana huxleyi	0,2	E. huxleyi	E.huxleyi	E. huxleyi	0,2	Emiliana huxleyi	Emiliana huxleyi	0,2		
0,27	Emiliana huxleyi														
0,44	Gephyrocapsa oceanica	G. oceanica	Gephyrocapsa oceanica	Gephyrocapsa oceanica	Gephyrocapsa oceanica	0,6	G. oceanica	G. oceanica	G. oceanica	0,9	G. oceanica	C. cristatus	G. oceanica	C. cristatus	0,3
0,9	Pseudoemiliana lacunosa											Pseudoemiliana lacunosa		Gephyrocapsa caribbeanica	
1,22	small Gephyrocapsa	Helicopontosphaera sellii	Helicopontosphaera sellii	Crenolithus doronicoides	C. doronicoides	Cephyrocapsa caribbeanica	Crenolithus doronicoides	C. doronicoides	Cephyrocapsa caribbeanica						
1,51	Helicopontosphaera sellii									Cyclococcolithus macintyreii	D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri	Emiliana annula	Pseudo-umbilica lacunosa
1,65	Cyclococcolithus macintyreii	D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri	Cyclococcolithus macintyreii	D. brouweri	D. brouweri	C. macintyreii						
1,8	Discoaster brouweri									D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri	D. brouweri
2,0															

Nielsen, 1972, 1977) и наиболее детальная схема С.Гартнера (Gartner, 1977a,b, 1980).

Зональное расчленение четвертичных осадков в скв.516.
Изучение известкового наннопланктона скв.516 проводилось из 52 проб плиоцен-четвертичной части разреза, отобранных в среднем через 20 см, в световом биологическом микроскопе "Lumipan" с увеличением 900-1350 раз и в сканирующем электронном микроскопе JSM-U3 с увеличением до 30 000 раз. Подсчет кокколитов осуществлялся в световом микроскопе с тщательным контролем за процентным соотношением мелких видов в электронном микроскопе.

Всего определено 35 плиоценовых и четвертичных видов (фототабл. 1-Ш), от 10 до 25 видов в каждой пробе. Распределение их по разрезу и количественные характеристики приведены на рис.1. По всему разрезу развито десять видов: *Cyclococcolithus leptoporus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Syracosphaera pulchra*, *Cricolithus jonesii*, *Neosphaera coccolithomorpha*, *Scapholithus fossilis*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Coccolithus pelagicus*, *Oolithothus antillarum*, *Rhabdosphaera clavigera*. Некоторые из них показывают значительные количественные флуктуации, что отражено в правой части графика (см. рис.1). Остальные виды имеют достаточно четкую стратиграфическую принадлежность, характеризуя различные интервалы четвертичного разреза. Сильную эволюционную изменчивость обнаруживают виды рода *Gephyrocapsa*, образующие рельефные эпиболы, сменяющие друг друга по разрезу. Наиболее удобной для расчленения осадков скв. 516 оказалась схема С.Гартнера (Gartner, 1977a). Во время 72-го рейса б/с "Гломар Челленджер" с помощью светового микроскопа четвертичные отложения были расчленены на три зоны по схеме Э.Мартини (Martini, Worsley, 1970): *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Pseudoemiliana lacunosa*. Две верхние зоны имеют условную границу, так как вид *Emiliana huxleyi* с полной уверенностью определяется только в электронном микроскопе.

В нижней части разреза на фоне позднеплиоценового комплекса известкового наннопланктона, включающего *Discoaster brouweri*, появляется четвертичный вид *Gephyrocapsa caribbeanica* (обр.516-3-2,118-125 см). Этот уровень находится в 20-29 см выше появления вида планктонных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides* в обр.516-3-2,145-147 см (Бараш и др., 1984), по которому фиксируется плиоцен-четвертичная граница, и на 23-25 см ниже последних находок *Discoaster brouweri* в обр.516-3-2,93-95 см, по которому на протяжении последних двух десятилетий проводится плиоцен-четвертичная граница по известковому наннопланктону, датированная 1,8 и 1,65 млн лет (Gartner, 1977a,b; Okada, Bukry, 1981; Roth, 1974).

С.Гартнер указывает на возможность проведения плиоцен-плейстоценовой границы как по исчезновению плиоценового вида *Discoaster brouweri*, так и по развитию четвертичного вида *Gephyrocapsa oceanica*. При этом отмечено, что в основании четвертичного разреза в одних случаях раньше появляется *G. oceanica*, в других - *G. caribbeanica*. Поскольку эти два вида гефирокапс очень близки морфологически и,

вполне вероятно, относятся к модификациям одного вида, отражая определенные условия среды (Gartner, 1977b), одинаково успешно можно использовать любой из них. Проведение плиоцен-четвертичной границы по появлению этих видов значительно надежнее, чем по исчезновению *Discoaster brouweri*, так как последний присутствует иногда в нижних слоях плейстоцена (Arens, 1965; Decima, 1974) в интактном и перетолженном состоянии, что приводит к завышению расположения плиоцен-четвертичной границы. Поскольку виды четвертичных гефирокэпс в начале своего развития единичны или малочисленны, желательнее этот момент фиксировать в электронном микроскопе. Граница появления *Gephyrocapsa caribbeanica*, определяющая подошву четвертичного разреза, датировалась 1,8 млн лет. Это вполне соответствует фораминиферовой границе, датируемой 1,9 млн лет (Бараш и др., 1984).

В следующем обр.516-3-2,93-95 см установлен вид *G. oceanica*. Этот уровень рассматривается в литературе как очень близкий концу палеомагнитного события Олдувей и границе плиоцена-плейстоцена (Gartner, 1977b). В нашем разрезе на этом же рубеже встречены последние экземпляры *Discoaster brouweri*. Таким образом, плиоцен-четвертичная граница в скв.516 подтверждается полным арсеналом данных по известковому наннопланктону. Выше в обр.516-3-2,30-37 см установлены еще два вида гефирокэпс - *Gephyrocapsa aperta* и *G. sinuosa*, также характерные для четвертичных отложений. Все эти виды в нижней части тейлзон малочисленны, иногда распространены спорадически, но в сумме заметны в комплексе. Доминируют в нижней части плейстоцена *Cyclococcolithus macintyreii*, *Crenalithus dornicoides* и *Pseudoemiliana lacunosa*. Все они прослеживаются из плиоцена и характеризуют нижнюю зону плейстоцена - *Cyclococcolithus macintyreii*, по С.Гартнеру. Поскольку проведение нижней границы зоны опирается на присутствие *Gephyrocapsa oceanica* или *G. caribbeanica*, следует отразить это в названии зонального подразделения - зона *Cyclococcolithus macintyreii*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Gephyrocapsa caribbeanica*, в отличие от верхнеплиоценовой подзоны Д.Бакри *Cyclococcolithus macintyreii*. Присутствие значительного количества *C. macintyreii* (до 10%) прослеживается до уровня обр.516-2 СС. Менее многочисленными, но составляющими заметную часть комплекса, являются *Umbilicosphaera sibogae*, *Cyclococcolithus rotulus*, *Neosphaera coccolithomorpha*.

Эти виды, развиваясь на фоне эпифорей *Pseudoemiliana lacunosa* и *Crenalithus dornicoides*, имеют четкое распространение. Последние экземпляры *Cyclococcolithus rotulus* отмечены в обр.516-3-1,118-125 см, остальные виды, как и вид-индекс *C. macintyreii*, развиты до уровня обр.516-2 СС, где они исчезают или резко сокращаются в численности (см. рис.1). По наличию перечисленных сопутствующих видов нижняя часть зоны *Cyclococcolithus macintyreii*, *Gephyrocapsa oceanica* и *G. caribbeanica* выделяется в слои с *Cyclococcolithus rotulus*, верхняя - в слои с *Umbilicosphaera sibogae* и *Neosphaera coccolithomorpha*.

Выше по разрезу, в обр.516-2-3,3-10 см встречены последние экземпляры *Crenalithus dornicoides* при резком

снижении его численности. Этот уровень характеризуется значительной перестройкой численного соотношения видов. Исчезновение *C. daronicoides* сопровождается синхронным увеличением численности кокколитов мелких видов рода *Gephyrocapsa* - *G. aperta* и *G. sinuosa*, что отчетливо видно в левой части рис.1. Практически отсутствует *Cyclusoccolithus macintyreii*, резко снижается численность *Neosphaera coccolithomorpha* и видов рода *Pontosphaera*. По исчезновению вида *Crenalithus daronicoides* и существенной перестройке комплекса на этом уровне следует установить кровлю зоны *Crenalithus daronicoides*.

Одноименная зона была выделена Д.Бакри (Bakry, 1978) в объеме нижнего плейстоцена, однако в установлении подошвы и кровли зоны вид-индекс, как говорилось выше, не участвовал. Границы зоны *Crenalithus daronicoides* в данном разрезе устанавливаются: нижняя - по почти полному исчезновению *Cyclusoccolithus macintyreii*, отдельные экземпляры которого встречаются в вышележащих осадках, верхняя - по исчезновению *Crenalithus daronicoides*. По объему зона является частью зоны Д.Бакри в связи с более дробным расчленением нижнего плейстоцена и присутствием в разрезе других зональных подразделений.

Выше зоны *Crenalithus daronicoides* доминирующими видами становятся (наряду с *Pseudoemiliana lacunosa*) *Gephyrocapsa aperta* и *G. sinuosa*, морфологически близкие между собой виды, повторяющие различия *G. caribbeanica* и *G. oceanica*. Средняя часть четвертичных осадков возвышенности Риу-Гранди характеризуется этими тремя видами-доминантами, преобладающими в общем комплексе кокколитов (см.рис.1).

По-видимому, эти слои присутствуют далеко не во всех разрезах, так как в схемах Д.Бакри зона *Crenalithus daronicoides* сменяется зоной *Gephyrocapsa oceanica*. В нашем же разрезе на фоне эпиболи мелких видов гефирокапс происходит исчезновение *Helicorontosphaera sellii* (в обр.516-2-1, 145-147 см). По исчезновению этого вида С.Гартнер проводит кровлю одноименной зоны, которая прослеживается в данном районе. Выше по разрезу комплекс не меняется, *Gephyrocapsa aperta* и *G. sinuosa* остаются доминирующими, заметно постепенное сокращение численности *Pseudoemiliana lacunosa*. Уровень обр.516-2-1, 8-15 см соответствует верхнему рубежу эпиболи видов мелких гефирокапс, и по нему проводится верхняя граница одноименной зоны С.Гартнера (Gartner, 1977a).

Данная эпиболь сменяется эпиболью вида *Gephyrocapsa oceanica*, составляющего более 50% от общей численности кокколитов (см. рис.1). На фоне этой эпиболи в ее нижней части (обр.516-1 СС) зафиксировано исчезновение *Pseudoemiliana lacunosa*, характеризующее верхнюю границу одноименной зоны Э.Мартини в объеме и понимании С.Гартнера. Она характеризуется массовыми экземплярами вида-индекса, отсутствием *P. lacunosa* и *Emiliana huxleyi*. Д.Бакри выделяет эту зону по появлению вида-индекса, что не согласуется с многочисленными его находками в нижних слоях четвертичных отложений. По-видимому, зона *Gephyrocapsa oceanica* у Д.Бакри соответствует полной эпиболи вида *G. oceanica*.

nica. В отличие от подобного понимания объема этой зоны зону С.Гартнера следует именовать *Gerphycapsa oceanica* Асме. В данной зоне, особенно к верхней части, увеличивается численность *Gerphycapsa protohuxleyi*, а в нижней прослеживается эпиболь вида *G. caribbeanica*.

На фоне вида-доминанта *G. oceanica* на уровне обр.516-1-1, 140-147 см появляется *Emiliana huxleyi*, которая отмечает начало одноименной зоны У.Хэя (Hay et al., 1967). В кровле разреза этот вид резко наращивает численность, что фиксирует присутствие зоны *Emiliana huxleyi* Асме, выделенной С.Гартнером (Gartner, 1977a).

x
x x

Таким образом, разрез возвышенности Риу-Гранди может быть расчленен по наиболее дробной зональной схеме С.Гартнера с добавлением чрезвычайно важного зонального подразделения - зоны *Crenolithus dornicoides*. Максимальная перестройка комплексов и процентных соотношений видов происходит: 1) на границе плиоцена и плейстоцена, где в небольшом диапазоне исчезают дискоастеры и появляются четвертичные гефирокапсы; 2) на верхней границе зоны *Cyclococcolithus macintyreii*, где резко сокращается численность вида-индекса и *Neosphaera coccolithomorpha*, исчезает *Umbilicosphaera sibogae*; 3) в кровле зоны *Crenolithus dornicoides*, где исчезает вид-индекс и в больших количествах начинают развиваться мелкие гефирокапсы; 4) на границе зоны мелких *Gerphycapsa* и *Gerphycapsa oceanica* Асме - почти полное исчезновение мелких видов гефирокапс и резкое увеличение численности *Gerphycapsa oceanica*.

Предлагаемая схема является местной. Она ценна тем, что в данном местонахождении в ней могло быть синтезировано максимальное число зональных подразделений, выделенных в других районах, и показаны взаимоотношения зон разных схем.

Формирование четвертичной толщи в районе скв.516 происходило в спокойных условиях. Переотложенный материал наблюдается в редких горизонтах и составляет незначительные доли процента: в обр.516-1-1, 26-28 см и 516-2-1, 8-15 см встречены единичные неогеновые дискоастеры, в обр.516-1-1, 140-144 см, 516-1-2, 25-27 см и 516-1-2, 47-54 см - раннеплейстоценовый вид *Helicorontosphaera sellii*.

Автор выражает благодарность руководству Национального научного фонда США и Международного проекта глубоководного бурения за предоставление образцов осадков из рейса 72 б/с "Гломар Челленджер".

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С., Блюм Н.С., Оськина Н.С. Стратиграфия четвертичных отложений поднятия Риу-Гранди (Южная Атлантика) по планктонным фораминиферам//Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 6. С. 1420-1424.
- Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- Areks W. Pliocene-Pleistocene boundary, northern Gulf of Mexico//Science. 1965. N149. P. 741-742.
- Barker P.F., Carlson P.L., Jonson D.A. et al. Schipboard scientific party, Site 516: Rio-Grande Rise//Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. 72. P. 155-338.
- Bukry D. Coccolith age determinations//Ibid. 1970. Vol. 40. P. 375-494.
- Bukry D. Coccolith stratigraphy eastern equatorial Pacific//Ibid. 1973. Vol. 16. P. 653-711.
- Bukry D. Coccolith and Silicoflagellate Stratigraphy, North-Western Pacific Ocean//Ibid. 1975. Vol. 32. P. 677-699.
- Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils//Micropaleontology. 1978. Vol. 24, N 1. P. 44-60.
- Сепец П., Wind P. Neogene and quaternary Calcareous nannoplankton from DSDP Site 397 (Northwest African Margin)//Ibid. 1979. Vol. 47, p. 1. P. 289-316.
- Decima F. Calcareous nannoplankton//Ibid. 1974. Vol. 27. P. 589-621.
- Decima F., Medizza F., Todesco L. Southern Atlantic. Leg 40. Calcareous nannofossils//Ibid. 1978. Vol. 40. P. 571-634.
- Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene//Mar. Micropaleontol. 1977a. N2. P. 1-25.
- Gartner S. Nannofossil biostratigraphy of the Monte Narbone formation at the type locality of the Rosselian Superstage//Rev. ital. paleontol. Milano. 1977b. Vol. 83, N1. P. 179-190.
- Gartner S. Calcareous nannofossils DSDP, Holls 417D, 418A and 418B//Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 51-53. P. 815-821.
- Geitzenauer K. The Pleistocenian Calcareous nannoplankton of the Subantarctic Pacific Ocean//Diss. submitted Dep. Geol. Ela St. Univ. Contrib. 1969. N32. P. 375-494.
- Hay W., Mohler H., Roth. P. et al. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area and transoceanic correlation//Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 1967. Vol. 17. P. 428-480.
- Lohmann H. Beitrag zur Charakterisierung des Tier- and Pflanzlebens in den von der "Deutschland" während ihrer Fahrt nach Buenos Ayres durchfahrenen Gebieten des Atlantischen Ozeans//Rev. Hydrobiol. und Hydrogr. 1912. Bd. 4, T. 1. S. 407-432.
- Martini E., Worsley T. Standart Neogene Calcareous nannoplankton zonation//Nature. 1970. Vol. 225. P. 289-290.
- Mazzai R., Raffi I., Rio D. et al. Calibration of the Late Neogene Calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of Site 397 and correlation with Moroccan and mediterrenian sections//Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 47, pt 1. P. 375-390.

- Müller C. Tertiary and quaternary Calcareous nannoplankton in the Norwegian-Greenland Sea//Ibid.1976.Vol.38.P.823-842.
- Okada H., Bukry D. Cenozoic Coccoliths from the Deep Sea Drilling Project//SEMP.Spec.Publ.1981.N32.P.335-353.
- Ostenfeld C.H. Über Coccusphaera and einige neue Tintiniden in Plankton des nördlichen Atlantischen Oceans//Zool. Anz. 1899.N22.S.433-439.
- Ostenfeld C.H. Marine plankton from the East-Greenland Sea (W of 6° W.Long and N. of 73°3 N.Lat.) collected during the "Denmark Expedition" 1906-1908. - I List of diatoms and flagellates//Medd.Greenland.1910.Vol.43.P.257-285.
- Perch-Nielsen K. Remarks on late Cretaceous to Pleistocene Coccoliths from the North Atlantic//Init.Rep.DSDP. 1972.Vol.12.P.111-120.
- Perch-Nielsen K. Albian to Pleistocene Calcareous nannofossils from the western south Atlantic, DSDP, Leg 39//Ibid. 1977.Vol.39.P.696-823.
- Roth P.H. Calcareous nannofossils from the north-western Indian Ocean//Ibid. 1974.Vol.24.P.969-994.
- Wallich C.A. Observations on the Coccusphaeres//Ann.and Mag.Natur.Hist.Ser.4.1877.N19.P.342-350.
- Wise Jh., Wind F. Mesozoic and Cenozoic Calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36. Drilling on the Falkland plateau, south-west Atlantic Sector of the Southern Ocean//Init.Rep.DSDP. 1977.Vol.36.P.269-291.

Таблица I

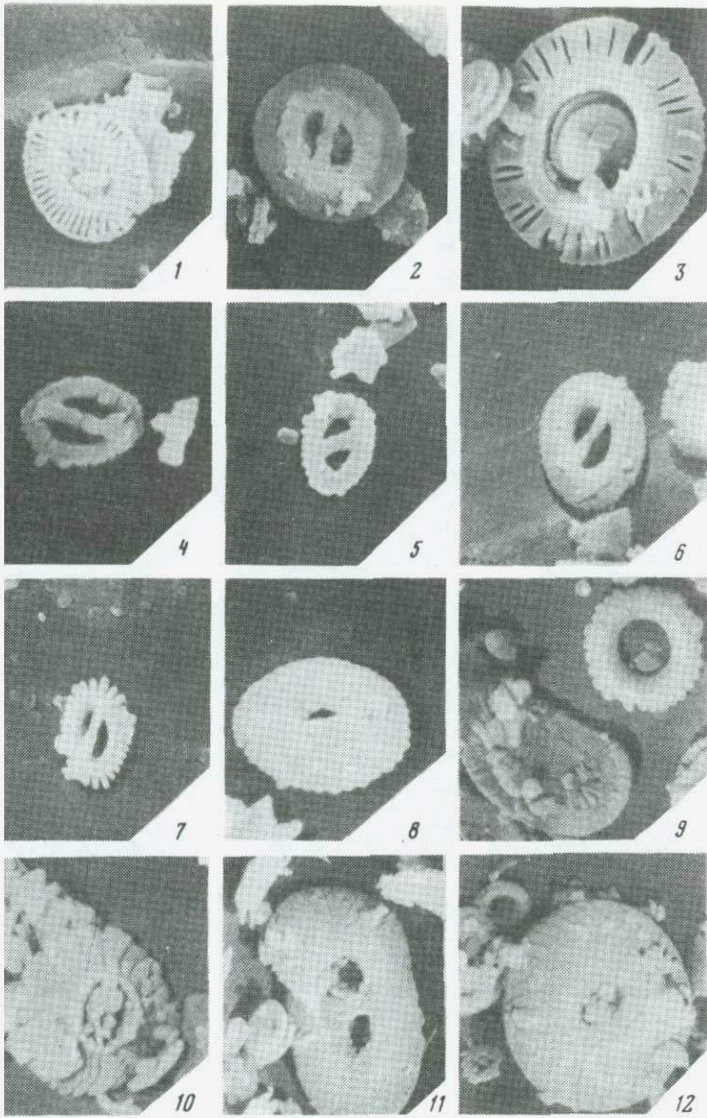
- 1 - *Emiliana huxleyi* (Lohm.)Hu, Mohl., x3800
- 2 - *Gephyrocapsa oceanica* Kpt., x4500
- 3 - *Pseudoemiliana lacunosa* (Kpt.)Gart., x4500
- 4 - *Gephyrocapsa aperta* Kpt., x5000
- 5 - *Gephyrocapsa sinuosa* Beaudry, Hay, x5000
- 6 - *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreux, Hay, x4500
- 7 - *Gephyrocapsa protohuxleyi* McIntyre, x4500
- 8 - *Crenalithus daronicoides* (Black)Bukry, x4500
- 9 - *Umbilicosphaera sibogae* (Weber van Bosse)Gaard и *Helicopontosphaera kamptneri* Hay, Mohl., x4500
- 10 - *Neosphaera coccolithomorpha* Lecal-Schl., x4500
- 11 - *Helicopontosphaera sellii* Bukry, x5000
- 12 - *Cyclococcolithus macintyreii* Bram., Bukry, x2500

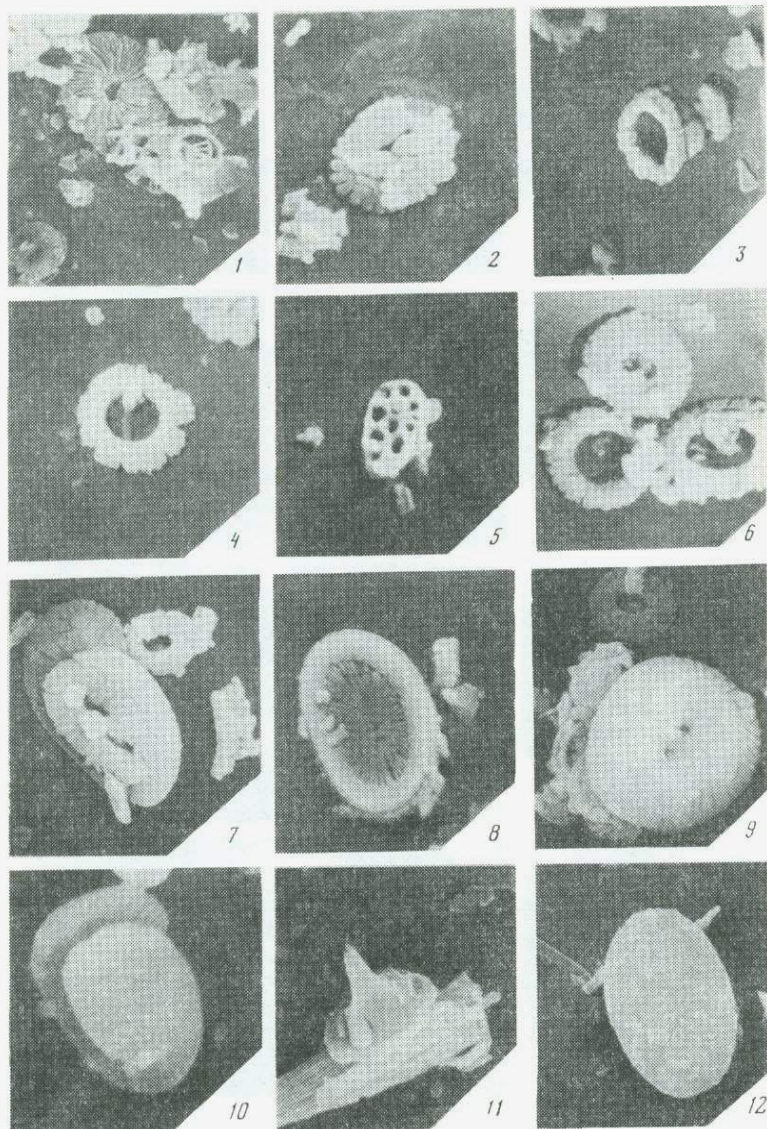
Таблица II

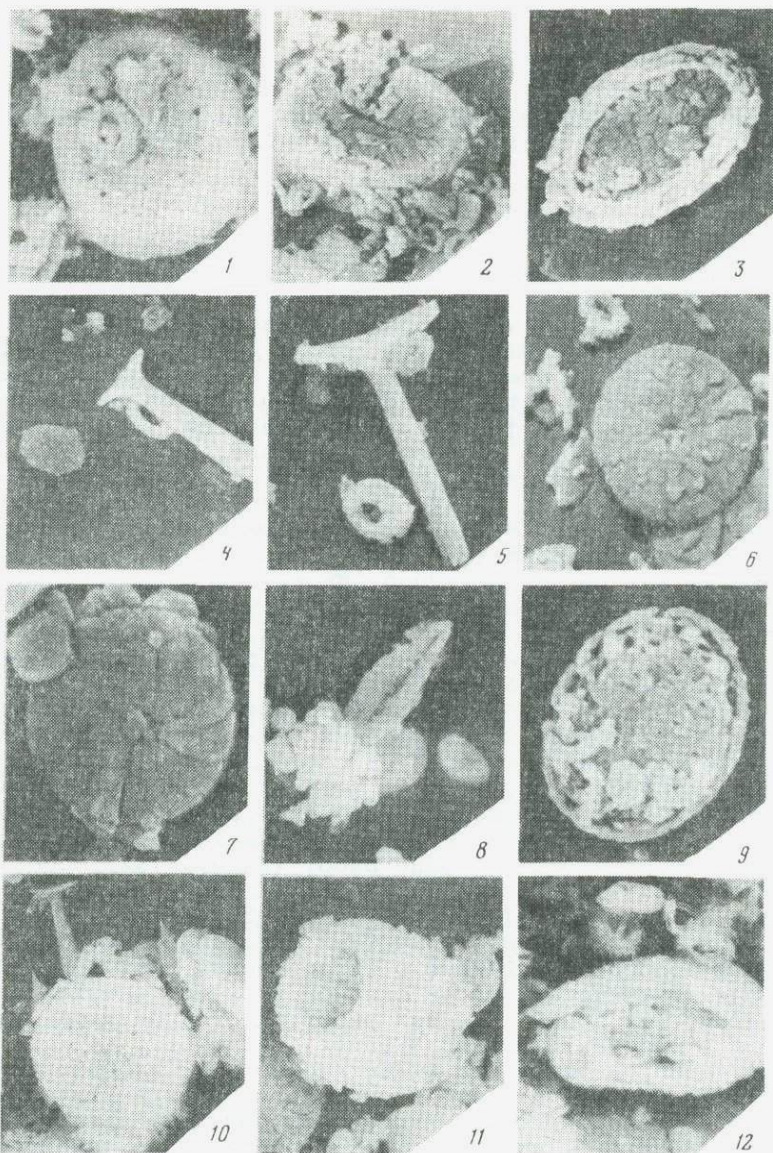
- 1 - *Umbellosphaera tenuis* (Kpt.)Paasche и *Neosphaera coccolithomorpha* Lecal.-Schl., x2600
- 2 - *Gephyrocapsa ericsonii* McIntyre, x5000
- 3 - *Cricolithus jonesii* Cohen, x4500
- 4 - *Cyclococcolithus rotulus* Kpt., x4500
- 5 - *Homozygospaera schilleri* (Kpt.)Okada, McIntyre, x5000
- 6 - *Crenalithus daronicoides* (Black)Bukry, *Umbilicosphaera sibogae* (Weber van Bosse) Gaard., *Pseudoemiliana lacunosa* (Kpt.)Gart., x4000
- 7 - *Helicopontosphaera wallichi* (Lohm.)Boudr., Hay, x3000
- 8 - *Syracosphaera pulchra* Lohm., x4500
- 9 - *Coccolithus pelagicus* (Wall.)Schill., x2500
- 10 - *Helicopontosphaera kamptneri* Hay, Mohl., x4000
- 11 - *Discosphaera tubifera* (Murr., Blackm.)Lohm., x4500
- 12 - *Discolithina japonica* Takajama, x3000

Таблица III

- 1 - *Discolithina multipora* (Kpt., Defl.)Mart., x3500
- 2 - *Pontosphaera albaronensis* Bartolini, x2500
- 3,6 - *Pontosphaera scutellum* Kpt.: 3 - x3000; 6 - x4000
- 4 - *Rhabdosphaera clavigera* Murr., Blackm., x3000
- 5 - *Rhabdosphaera stylifera* Lohm., x3500
- 7 - *Oolithothus fragilis* (Lohm.)Okada, McIntyre, x4500
- 8 - *Oolithothus antillarum* (Cohen) Cohen, x3500
- 9 - *Scapholithus fossilis* Defl., x4500
- 10 - *Thoracosphaera heimi* Kpt., *Rhabdosphaera clavigera* Murr., Blackm., x2500
- 11 - *Scyphosphaera apsteini* Lohm.; *Cyclococcolithus leptoporus* (Murr., Blackm.)Kpt., x2000
- 12 - *Ceratolithus cristatus* Kpt. на фоне *Gephyrocapsa oceanica* Kpt., x2500







ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ ПРИАНТАРКТИЧЕСКОГО РАЙОНА АТЛАНТИЧЕСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ

Н.И.Стрельникова

В последние годы диатомовые водоросли привлекают все более пристальное внимание геологов-стратиграфов как группа планктонных организмов, которую можно использовать для детальной стратиграфии, особенно в районах высоких широт. Работами отечественных диатомологов, и в первую очередь А.П.Жузе, сделано очень много в этом направлении. Однако целый ряд проблем остается нерешенным. Зональные схемы по диатомеям палеогена только разрабатываются. Существующие схемы находят сугубо местное применение. Нет надежного сопоставления с фораминиферовыми и наннопланктоновыми зональными шкалами, поскольку эти три группы довольно редко встречаются вместе. Не ясен вопрос синхронности или асинхронности темпов развития и изменения комплексов диатомей и известковых групп планктона. Многие проблемы эволюционного развития диатомей, эволюционной морфологии все еще остаются без ответа. Для решения этих вопросов в первую очередь желательно иметь непрерывные разрезы с диатомеями и известковыми группами организмов.

До 70-х годов наиболее полные разрезы палеогеновых отложений с диатомовыми водорослями были известны на континентах в северном полушарии. В последнее десятилетие благодаря глубоководному бурению установлены новые местонахождения диатомей в высоких широтах и в тропической области океанов. Сведения о палеогеновых диатомовых водорослях Южного океана имеются в ряде работ (Жузе, 1982; McCollum, 1975; Hajos, 1976; Schrader, 1976; Gombos, 1976, 1983; Gombos, Ciesielski, 1983; Weaver, Gombos, 1981), в которых предлагаются варианты местных зональных схем по диатомовым водорослям. Данные о палеогеновых диатомовых водорослях тропической части океанов и схема сопоставления с диатомовыми зонами высоких широт южного полушария приведены в работах Ю.Феннер (Fenner, 1984a,b).

Изучение разрезов юга Атлантического и Тихого океанов интересно потому, что это переходная палеоклиматическая зона, где известково-кремнистые илы содержат различные группы планктона, что позволяет сопоставить в одном разрезе зональные шкалы по фораминиферам, наннопланктону, радиоляриям и диатомеям. Наличие довольно полных разрезов в Приантарктическом районе дает возможность выяснить последовательность смены комплексов диатомей и эволюционных преобразований в течение палеогена для высоких широт южного полушария.

В статье излагаются результаты изучения диатомовых водорослей в южной части Атлантического океана (район Фол-

клендского плато), юго-западной части Тихого океана (Тасманово море, ряд разрезов Новой Зеландии у г.Оамару, г.Данидин) (табл. 1).

Я глубоко благодарна руководству Проекта глубоководного бурения, В.А.Крашенинникову и М.Г.Петрушевской за предоставленную возможность обработать материалы 21, 28, 29, 36 и 71-го рейсов б/с "Гломар Челленджер", которые легли в основу статьи.

Техническая обработка образцов проводилась по методике, описанной в монографии "Диатомовые водоросли СССР", т.1 (1974). Из неразделенного осадка мерной пипеткой берется взвесь, из которой готовится препарат, используемый для количественного подсчета. После этого осадок делится на фракции с помощью латунного сита (диаметр отверстий 40-50 мкм). Общий видовой состав определяется при просмотре крупной и мелкой фракций. Такая методика позволяет получить наиболее объективные оценки численности диатомей и полный видовой состав. При описании комплексов диатомей выделяются несколько групп видов: виды численно доминирующие и имеющие широкий возрастной диапазон; виды доминанты или субдоминанты узкого возрастного диапазона и сопутствующие виды узкого возрастного диапазона, но широко географически распространенные. При выделении комплексов в качестве критериев были выбраны виды, имеющие более или менее одновременное появление в разных частях исследованной территории. Возрастные границы комплексов определялись по известковым группам планктона.

Атлантический океан. В районе Фолклендского плато изучены отложения палеоцена, эоцена и олигоцена, вскрытые скв.327А, 328, 328В 36-го рейса и скв.511, 512А, 512, 513А 71-го рейса б/с "Гломар Челленджер". Диатомовые водоросли встречаются в отложениях верхнего палеоцена, среднего и верхнего эоцена, нижнего и верхнего олигоцена совместно с фораминиферами и наннопланктоном. Надо заметить, что в этом высокоширотном районе тропические и субтропические зональные схемы по фораминиферам и наннопланктону не всегда могут быть использованы (Basov et al., 1983).

Первая схема зонального расчленения отложений палеогена в районе Фолклендского плато по диатомовым водорослям принадлежит А.Гомбосу (Gombos, 1976, 1983; Gombos, Ciesielski, 1983; Weaver, Gombos, 1981). Позднепалеоценовые диатомовые водоросли встречаются в диатомово-радиоляриевых илах мощностью до 38 м, вскрытых скв.327А. Исследованы обр. от 327А-5-1, 39-40 см до 327А-8-3, 16-17 см. Диатомовые водоросли встречаются по всей исследованной части разреза. Комплекс диатомей небогатый, представлен 10 родами и 30 видами. Численно доминируют *Hemiaulus incurvus* Schibkova, *H. polymorphus* Grun., *H. elegans* (Heib.) Grun., *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs v. *cylindrus* Grun., *Symbolophora ehrenbergii* Nikolaev, *Trinacria heiberiana* (Grun.) Gleser, *Tr. simulacrum* Grove et St., *Odonototropis klavsenii* Debes. Субдоминантами являются: *Thalassiosira wittianus* (Pant.) Hasle, *Coscinodiscus argus* Ehr., *Hemiaulus characteristicus* Hajos, *Grunowiella aff. krotovii* Gleser. Редкие виды - *Triceratium tessellatum*

Таблица 1

Рейс	Скважина	Географическое положение	Координаты		Глубина, м
			широта	долгота	
36	327А	Фолклендское плато, восточная часть	50°52,28' ю.ш.	46°47,02' з.д.	2400
	328	"	49 48,67	36 39,53	5095
	328В	"			
71	512А	Фолклендское плато, банка Мориса	49 52,170	40 50,71	1846
	512	Юинга	49 52,194	40 50,71	
	511	"	51 00,28	46 58,30	2589
	513А	Западный склон Срединно-Атлантического хребта	47 34,99	24 38,40	4373
21	206	Тасманово море, Новокаледонская впадина	32 00,75	165 27,15	3196
	208	Северная часть поднятия Лорд-Хау	26 06,61	161 13,27	1545
29	281	Южная часть Южно-Тасманова поднятия	47 59,84	147 45,85	1591
	280А		48 57,44	147 14,08	4176
	283	Центральная часть Тасманова моря	43 54,60	154 16,96	4729
28	274	Море Росса	68 59,81	173 25,64	3326

Grev., *Janischia antiqua* Grun., *Sceptroneis grunowii* Anisimova, *Triceratium mirabile* Jousé, *Hemiaulus inaequilaterius* Gombos. По распространению отдельных видов А.Гомбос (Gombos, 1976) выделяет три местные зоны: *Odontotropis klavsenii*, *Sceptroneis* sp.A, *Hemiaulus inaequilaterius*.

А.П.Жузе (1982) рассматривает комплекс в качестве зонального для местной зоны *Hemiaulus incurvus*.

По наннопланктону (Wise, Wind, 1976) в этой части разреза выделены две зоны: *Fasciculithus involutus*, соответствующая зоне *Odontotropis klavsenii*, *Sceptroneis* sp.A и частично *Hemiaulus inaequilaterius*; зона *Heliolithus universus* сопоставляется с верхней частью зоны *Hemiaulus inaequilaterius*. Зона *Fasciculithus involutus* может быть сопоставлена с зонами от *Fasciculithus tympaniformis* до *Discoaster nobilis*, а зона *Heliolithus universus* с зоной *Discoaster multiradiatus* тропическо-субтропической области.

Нижнеэоценовые отложения в данном районе диатомей не содержат. Среднеэоценовые отложения вскрыты скв.512 и 512А, расположенными на северо-восточном крае банки Мориса Юинга. Это биогенные кремнистые и кремнисто-карбонатные илы мощностью до 63 м. Исследованы образцы от 512А-2-1, 69-71 см до 512А-2-5, 69-71 см и обр. от 512-6-1, 70-72 см до 512-19СС. Диатомовые водоросли очень разнообразны, представлены 45 родами и 121 видом и внутривидовым таксоном. Численно по всему разрезу доминируют *Coscinodiscus argus* Ehr., *C. decrescenoides* Jousé, *C. asteromphalus* Ehr. v. *hybrida* Grun., *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Melosira architecturalis* Brun, *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs, *Triceratium barbadense* Grev. Изменения в составе видов позволяют выделить несколько комплексов диатомей. Комплекс с *Craspedodiscus oblongus* встречен в отложениях, вскрытых скв.512 (обр. от 512А-2-1, 69-71 см до 512А-2-5, 69-71 см). В комплексе с *Craspedodiscus oblongus* обнаружено около 55 видов диатомей, среди которых наиболее характерными являются вид-индекс *Craspedodiscus oblongus* (Grev.) Hanna, а также *Coscinodiscus vetustissimus* Pant., *Hemiaulus characteristicus* Hajos, *Stephanopyxis edita* Jousé, *Puxidicula cruciata* Ehr., *Puxilla gracilis* Temp. et Forti. В большом количестве встречаются створки *Melosira architecturalis* Brun, *Triceratium barbadense* Grev. В верхних слоях найдены единичные *Praesumatosira monomembranacea* (Schradler) Streln.

Иной состав диатомовых водорослей присутствует в скв. 512 в интервале от обр.512-8СС до обр.512-19СС. В комплексе с *Praesumatosira monomembranacea* значительно увеличивается общая численность диатомей и видовое разнообразие по сравнению с комплексом *Craspedodiscus oblongus*. Численно доминируют *Melosira architecturalis* Brun, *Triceratium barbadense* Grev., *Praesumatosira monomembranacea* (Schradler) Streln., *Hemiaulus polycystinorum* Ehr. v. *polycystinorum* et v. *mesolepta* Grun., *Hemiaulus tenuicornis* Grev. Субдоминантами являются *Asterolampra insignis* A.S., *A. vulgaris* Grev., *Dimerogramma fulvum* (Greg.) Ralfs, *Puxilla gracilis* Temp. et Forti v. *saratoviana* Forti. Эпизодические виды

Brightwellia imperfecta Jousé, *Rylandsia biradiata* Grev., *Pseudorutilaria monile* Gr. et St., *Hemiaulus reflexispinosus* Ross, *Odontotropis gombosii* Streln., *Tubaformis unicornis* Gombos встречаются на разных уровнях и не повсеместно, хотя и характеризуют флору данного интервала (фототабл. I, П).

Комплекс с *Triceratium unguiculatum* выделяется в верхней части разреза скв.512 (от обр.512-6-1, 70-72 см до обр.512-8-1, 56-58 см). В комплексе с *Triceratium unguiculatum* появляются *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Goniothecium decoratum* Brun, *Stephanopyxis superba* (Grev.)Grun.; значительно сокращается численность *Triceratium barbadense* Grev.; *Praesumatosira monomembranacea* (Schrader)Streln. встречается единично и не повсеместно.

По планктонным фораминиферам отложения, содержащие три комплекса диатомей, разделены на две зоны новозеландской шкалы: самая нижняя часть (около 7 м, в интервале от обр. 512А-2-3, 69-71 см до обр.512А-2С) отнесена к зоне *Pseudogloboquadrina primitiva*, а большая часть (скв.512) - к зоне *Globigerapsis index*. Комплекс фораминифер позволяет коррелировать осадки со средним эоценом тропического пояса (зоны *Globorotalia lehneri* и *Orbulinoides beckmanni*). Обильный, но довольно однообразный наннопланктон ограничивает среднеэоценовые отложения в пределах зон *Discoaster distinctus* и *Reticulofenestra hamdenensis*, по схеме А.Эдвардса (Edwards, 1971), или в пределах подзоны *Discoaster bifax* зоны *Reticulofenestra umbilica*, по схеме Д.Бакри (Bukry, 1973а).

Позднеэоценовые осадки вскрыты скв.511 на западном краю банки Мориса Юинга. Это диатомово-кокколитовые илы мощностью до 38 м. Диатомовые водоросли в интервале от обр. 511-17-1, 90-92 см до обр.511-20СС очень разнообразны, представлены 45 родами и 120 видами. Доминируют численно *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *hybrida* Grun., *C. argus* Ehr. Субдоминантами являются *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. vetustissimus* Pant., *Stephanopyxis grunowii* Gr. et St., *Goniothecium decoratum* Brun, *Pyxilla proloungata* Brun. Появляются в небольшом количестве створки *Hemiaulus characteristicus* Hajos, *H. incisus* Gombos, *Stephanopyxis eocenicus* Hajos, *St. superba* (Grev.)Grun., *St. hyalomarginata* Hajos. В этом комплексе *Triceratium barbadense* Grev. и *Praesumatosira monomembranacea* (Schrader) Streln. отсутствуют. *Melosira architecturalis* Brun встречается единично. А.Гомбос (Gombos, Ciesielski, 1983) выделил зону *Rylandsia inaequiradiata*.

Совместно с диатомеями в отложениях встречены разнообразные фораминиферы зоны *Globigerina linaperta* и низов зоны *Globigerina brevis* новозеландской шкалы, которые позволяют сопоставить эти осадки с тропическо-субтропическими зонами *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia socoensis*. Обильные и хорошей сохранности кокколиты свидетельствуют о принадлежности к зоне *Reticulofenestra oamaruensis*, по шкале А.Эдвардса (Edwards, 1971).

В скв.511 между кернами 511-17 и 511-16 прослеживается граница эоцена и олигоцена, которая не выражена литологи-

чески, но хорошо определяется по карбонатному планктону. Довольно резкие изменения в составе планктонных фораминифер и наннопланктона, возможно, свидетельствуют о коротком перерыве, соответствующем зоне *Globorotalia centralis*, которая в низких широтах содержит переходную эоцен-олигоценую микрофауну. В составе наннофлоры резкие изменения наблюдаются между кернами 511-15 и 511-17. КERN 511-16 наннофлоры не содержит.

Толща олигоценых осадков вскрыта скв. 511 и 513А. Первая расположена на западной стороне банки Мориса Юинга, 513А - на западном склоне Срединно-Атлантического хребта к востоку от Аргентинской котловины. Нижнеолигоценые отложения мощностью 145 м представлены в нижней части кокколито-диатомовыми илами, переходящими в оливковые до темно-серых диатомовые илы. Диатомовые водоросли в интервале от обр. 511-2-1, 90-100 см до обр. 511-16СС в скв. 511 и от обр. 513А-27-1, 23-25 см до обр. 513А-33-7, 40-42 см в скв. 513А очень разнообразны: 48 родов и более 150 видов. Численно доминируют по всему разрезу нижнего олигоцена виды *Coscinodiscus*, *Stephanoruxis* и *Nemiaulus*, которые переходят из верхнеэоценовых отложений. Очень характерны виды рода *Cestodiscus*. По распределению отдельных видов А. Гомбос (*Gombos*, *Ciesielski*, 1983) выделяет шесть местных зон. Тем не менее это единая флора доминантов и субдоминантов с небольшими, но достаточно отчетливыми изменениями видового состава.

Известковые микрофоссилии разнообразны в основании разреза и постепенно уменьшаются кверху. По планктонным фораминиферам выделяются верхняя часть зоны *Globigerina brevis* и зона *Globigerina angiporoides* новозеландской шкалы. Они соответствуют интервалу зон *Globigerina tapuriensis* - *Globigerina ampliapertura* тропической шкалы. По кокколитомам выделены три зоны: *Blackites spinosus*, *Glausicococcus fenestratus* и *Reticulofenestra daviesii* и частично *Chiasmolithus altus*.

Верхнеолигоценые отложения представлены также диатомо-кокколитовыми илами мощностью около 80 м. Они вскрыты скв. 513А (в интервале от керна 513А-15 до керна 513А-24). Диатомовые водоросли представлены 23 родами и 40 видами. По сравнению с раннеолигоценовой флорой комплекс доминирующих и субдоминантных форм значительно иной. Его составляют *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. praenitidus* Fenner, *Cestodiscus pulchellus* Jousé, *Synedra jouseana* Sheshuk., *S. miocenica* Schrader, т.е. происходит существенная перестройка всего таксономического состава. По распространению отдельных видов А. Гомбос выделил четыре местные зоны: *Kozloviella minor*, *Rocella vigilans*, *Triceratium groningenensis*, *Rocella gelida*. Планктонные фораминиферы характеризуются обедненным комплексом *Globigerina labiacrassata* и *Globorotaloides unicava*. По наннопланктону эта часть разреза разделена на две зоны: *Chiasmolithus altus* и *Reticulofenestra bisecta*.

Граница с миоценом проводится либо в основании керна 513А-15, либо несколько выше, что зависит от схемы, которая используется для корреляции зон по фораминиферам и

наннопланктону в низких широтах. А.Гомбос принимает границу олигоцена и миоцена между кернами 513А-15 и 513А-14 (внутри зоны *Rocella gelida*).

Тихий океан. Диатомовые водоросли из осадков палеогена изучены в скв.208 и 206 21-го рейса б/с "Гломар Челленджер" на севере Тасманова моря и в скв.283, 281, 280А 29-го рейса в южной части Тасманова моря, а также ряда разрезов Новой Зеландии (у г.Оамару и г.Данидин). Диатомовые водоросли встречены в отложениях палеоцена, эоцена и олигоцена.

Раннепалеоценовые диатомовые водоросли установлены в кремнисто-известковистых илах мощностью до 37 м, вскрытых скв.208 на севере поднятия Лорд-Хау. Отложения охарактеризованы наннопланктоном зон от *Cruciplacolithus tenuis* до *Fasciculithus tymaniformis*, по шкале Д.Бакри (Bukry, 1973b), или от *Chiasmolithus danicus* до *Fasciculithus tymaniformis*, по шкале А.Эдвардса (Edwards, 1971).

Комплекс диатомей в интервале от обр.208-29-4, 125-127 см до обр.208-32СС очень разнообразен, представлен 40 видами и внутривидовыми таксонами, относящимися к 11 родам. Среди доминирующих видов представители *Stephanopyxis*, *Hemiaulus*, *Trinacria*, *Thalassiosiropsis*. Высокой численностью характеризуются *Stephanopyxis lavrenkoi* Jousé, *St. turris* (Grev. et Arnott) Ralfs var. *arctica* Grun. et var. *intermedia* Grun., var. *cylindrus* Grun., *Hemiaulus rossicus* Pant., *H. characteristicus* Hajos, *Trinacria subcapitata* (Grev.) Grun., *Sceptroneis grunowii* Anissimova.

К числу субдоминантов относятся *Trinacria heibergiana* (Grun.) Gleser, *Tr. pileolus* Ehr., *Thalassiosiropsis wittianus* (Pant.) Hajos, *Hemiaulus denicus* Grun., *H. lobatus* Grev., *Trinacria simulacrum* Gr. et St. По составу видов этот комплекс сходен с диатомеями зоны *Hemiaulus rossicus*-*Trinacria heibergiana* (Жузе, 1982) и имеет большое сходство с раннепалеоценовыми ассоциациями диатомей восточного склона Урала и Поволжья.

Отложения верхнего палеоцена и нижнего эоцена в изученных разрезах диатомей не содержат. Кремнисто-известковистые илы среднего эоцена мощностью около 63 м вскрыты скв. 208 (поднятие Лорд-Хау) и 206 (впадина Новой Каледонии). В скв.208 среднеэоценовые диатомовые водоросли встречены в образцах от 208-27-4, 30-32 см до 208-28-6, 128-130 см. Эту часть разреза Д.Бакри (Bukry, 1973b) отнес к зоне *Chiasmolithus gigas*. По данным А.Эдвардса (Edwards, 1973), обр.208-27СС принадлежит к верхней части зоны *Chiphragmalithus cristatus*, которая приблизительно коррелируется с зоной *Chiphragmalithus alatus*, по Е.Мартини (Martini, 1971). Ведный комплекс фораминифер в интервале от обр. 208-27СС до обр.208-28СС характеризуется наличием *Pseudoglobotrifidra primitiva*.

Диатомовые водоросли из образцов от 208-27-4, 30-32 см до 208-28-6, 128-130 см разнообразны, представлены 58 родами и 143 видами и внутривидовыми таксонами. Наибольшим видовым разнообразием отличаются роды *Coscinodiscus* (23 вида), *Hemiaulus* (10), *Stephanopyxis* (10). Численно доминируют *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *hybrida* Grun., *C. vetustissimus* Pant., *C. simbirscianus* Grun., *Hemiaulus*

polymorphus Grun., *H. polycystinorum* Ehr. var. *mesolepta* Grun., *H. polycystinorum* Ehr. var. *polycystinorum*, *Melosira architecturalis* Brun, *Sceptroneis tenue* Schrader et Fenner, *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs var. *intermedia* Grun., *Triceratium barbadense* Grev. Характерны субдоминанты *Craspedodiscus oblongus* (Grev.) Hanna, *Throchosira trochlea* Hanna, *Rylandsia biradiata* Grev., *Puxilla gracilis* Temp. et Forti var. *saratoviana* Forti, *Trinacria excavata* Heib. f. *tetragona* A.S. Единично и редко встречаются *Triceratium bicornigerum* Hanna, *Hemiaulus longicornis* Grev., *H. unicornutus* Brun и др.

По составу видов в образцах от 208-27-6, 110-112 см до 208-28,6 128-130 см выделяется комплекс с *Craspedodiscus oblongus*. Некоторые изменения, наблюдающиеся в образце 208-27-4, 30-32 см, позволяют рассматривать их как переход к комплексу с *Præcumatosira monomembranacea*.

Скв.206 вскрыт более полный разрез отложений среднего эоцена, охарактеризованный наннопланктоном от зоны *Chirogamalithus cristatus* до *Reticulofenestra bisecta*, по шкале А.Эдвардса (Edwards, 1971) или в пределах зон NP15-NP17, по шкале Е.Мартини (Martini, 1971).

Диаatomовые водоросли представлены 125 видами и внутри-видовыми таксонами, относящимися к 46 родам. Численно доминируют по всему разрезу *Actinocyclus undulatus* (Bail.) Ralfs, *Coscinodiscus argus* Ehr., *Hemiaulus polycystinorum* Ehr. var. *mesolepta* Grun., *H. polymorphus* Grun. var. *polymorphus*, *Melosira architecturalis* Brun, *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs var. *cylindrus* Grun. et var. *intermedia* Grun. Изменения в составе видов по разрезу позволяют выделить несколько комплексов диатомей.

Комплекс с *Craspedodiscus oblongus* (обр.206-18-3, 118-120 см) характеризуется высокой численностью вида-индекса, а также *Puxilla johnsoniana* Grev., *Stephanopyxis johnsonii* A.S., *Triceratium barbadense* Grev. Субдоминантом является *Riedelia borealis* Sheshuk. Единично встречаются *Brightwellia coronata* Gleser, *Coscinodiscus* aff. *uralensis* Jousé, *Pseudopodosira bella* Possn. et Gleser, *Stictodiscus kittonianus* Grev., *St. gibbosus* (Gr. et St.) Hustedt, *St. californicus* var. *nitida* Gr. et St., *Throchosira trochlea* Hanna, *Hemiaulus unicornutus* Brun.

Комплекс *Præcumatosira monomembranacea* (обр.206-18-1, 70-72 см и 206-18-2, 90-92 см) отличается появлением 19 новых видов, отсутствовавших в комплексе с *Craspedodiscus oblongus*. Это *Præcumatosira monomembranacea* (Schrader) Streln., *Asterolampra vulgaris* Grev., *Cladogramma cebuense* Grun., *Coscinodiscus obscurus* A.S. var. *concaus* Gleser, *Goniothecium decoratum* Brun, *Hemiaulus lingicornis* Grev., *H. tenuicornis* Grev., *Porodiscus splendidus* Grev., *Sceptroneis tenue* Schrader et Fenner. Все перечисленные виды встречаются единично. Численность некоторых (*Hemiaulus longicornis* Grev., *H. tenuicornis* Grev., *Porodiscus splendidus* Grev.) в вышележащих осадках значительно увеличивается.

Комплекс с *Odontotropis gombosii* Streln. выделен в обр. от 206-17-3, 118-120 см до 206-17-6, 22-24 см. Он характе-

ризуется появлением 28 видов, отсутствовавших в подстилающих отложениях. Среди них *Hemiaulus polymorphus* Grun. var. *charcovianus* Jousé, *Brightwellia imperfecta* Jousé, *Odontotropis gombosii* Streln., *Rylandsia biradiata* Grev., *Pyxidicula cruciata* Ehr., *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grun., встречающиеся единично, а также *Coscinodiscus subtilis* Ehr., *Coscinodiscus* sp., *Brightwellia hyperborea* Grun., *Gyrodiscus* sp., численность которых несколько больше.

Комплекс с *Tubaformis unicornis* развит в интервале от обр.206-16-3, 79-81 см до обр.206-17-1, 40-42 см. Он выделяется по появлению 16 видов: *Tubaformis unicornis* Gombos, *Coscinodiscus senarius* A.S., *Pseudostictodiscus ovetschkinii* Gleser, *Stephanopyxis* aff. *grunowii* Gr. et St., *Asterolampra marylandica* Ehr., *Coscinodiscus africanus* Janisch, *C. marginatus* Ehr., *Hemiaulus muticus* Streln., *Pseudotriceratium condecorum* Ehr., *Triceratium fractum* Walker et Chase, *Tr. ventricosa* Gr. et St., но встречаются они редко. На этом уровне увеличивается численность *Porodiscus splendidus* Grev., *Trinacria* sp. (indefinita sensu Fenner, 1977), *Coscinodiscus* sp., *Hemiaulus tenuicornis* Grev.; напротив, численность *Triceratium barbadense* Grev. снижается до единичных экземпляров. Ряд видов исчезает: *Pseudotriceratium chenevieri* (Meist.) Gleser, *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti var. *saratoviana* Forti, *Stephanopyxis joysonii* A.S., *Cladogramma cebuense* Grun., *Pseudorutilaria monile* Gr. et St., *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Streln., *Brightwellia spiralis* Gleser, *Br. imperfecta* Jousé.

Комплекс диатомей со *Stephanopyxis grunowii* и *Pyxilla prolongata* установлен в обр.206-15-2, 109-111 см и 206-16-1, 75-77 см. В нем появляются девять видов, среди которых численно доминируют *Pyxilla prolongata* Brun, *Stephanopyxis grunowii* Gr. et St. Единично встречаются *Coscinodiscus* aff. *oligocaenicus* Jousé, *Coscinodiscus* sp., *Rutilaria areolata* Sheshuk., *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bail., *Hyalodiscus* aff. *scoticus* (Ktz.) Grun., *Hemiaulus* sp. Значительно увеличивается численность *Hemiaulus longicornis* Grev. и *H. tenuicornis* Grev., которые становятся доминирующими. Увеличивается также численность *Xanthiopyxis acrolopha* Forti, *Coscinodiscus subtilis* Ehr.

Сопоставление диатомей из скв.206 и 208 свидетельствует о наличии сходства комплексов *Craspedodiscus oblongus*.

Более высокие горизонты эоцена пройдены скв.283 в центре Тасманова моря и скв.281 в южной части Тасманова моря. Они вскрывают кремнистые илы верхнего эоцена мощностью до 174 м с бедным известковым планктоном.

В скв.283 изучены образцы от 283-5-1, 53 см до 283-8-3, 141 см, охватывающие интервал от 26 до 200 м. Наннопланктон в керне 283-5 представлен нетипичными формами позднего эоцена и раннего олигоцена. Керны 283-6 и 283-7 относятся к зоне *Chiasmolithus oamaruensis*, по шкале А.Едвардса (Edwards, 1971), а керн 283-8, возможно, к среднему-позднему эоцену.

В скв.281 диатомовые водоросли изучены в кернах от 281-

14 до 281-16; по наннопланктону они соответствуют зоне *Chiphragmalithus oamaruensis* (Edwards, 1971).

Общими в обеих скважинах видами являются *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, *Asterolampra insignis* A.S., *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., *C. decrescenoides* Jousé, *Hemiaulus polymorphus* Grun., *H. polycystinorum* Ehr., *Pseudotriceratium chenevieri* (Meist.) Gleser, *Pyxilla prolongata* Brun, *Triceratium unguiculatum* Grev., *Xanthiopyxis acrolapha* Forti.

Комплекс диатомей из скв. 283 (керны 283-7, 283-8) характеризуется относительной бедностью видового состава. Здесь присутствуют *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bail. var. *oamaruensis* A.S., *Coscinodiscus argus* Ehr., *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Hemiaulus characteristicus* Hajos, *H. polycystinorum* Ehr., *Muelleriopsis limbata* (V.H.) Hendeby, *Pseudorutilaria monile* Gr. et St., *Stephanogonia polygona* Ehr., *Stephanopyxis grunowii* Gr. et St., *St. megapora* Grun., *St. praenipponica* Streln.

Несколько иного состава диатомей встречены в кернах 283-5 и 283-6 (скв. 283) и в кернах 281-14, 281-16 (скв. 281). Характерными видами являются *Coscinodiscus decrescens* Grun., *C. bulliens* A.S., *C. spiralis* Hajos, *Endyctia oceanica* Ehr., *Melosira architecturalis* Brun, *Stephanopyxis spinosissima* Grun., *Stictidiscus grovei* A.S., *Triceratium unguiculatum* Grev., *Tr. secedens* A.S., *Tr. morlandii* Gr. et St., *Throchosira trochlea* Hanna, *Pseudopodosira corolla* A.S. К этой же ассоциации диатомей можно отнести комплексы из диатомитов у г. Оамару в Новой Зеландии из обнажений "Джексонс Пэдек" (136/914), "Тэйлорс Квори" (136/888) и "Байнс Фарм" (136/696). Комплексы из верхней части обнажений "Байнс Фарм" (136/966) и "Форестерс Хилл" (136/1096) отличаются иным составом видов, среди которых доминируют *Cestodiscus*, *Actinoptychus punctulatus* Pant., *Coscinodiscus subtilis* Ehr., *C. vetustissimus* Pant., *Goniothecium decoratum* Brun, *Hemiaulus unicornutus* Brun, *Pyxilla prolongata* Brun, *P. johnsoniana* Grev., *Stephanopyxis eocenicus* Hajos, *St. superba* (Grev.) Grun.

Совершенно иной комплекс диатомовых водорослей определен в кремнистых осадках нижнего олигоцена мощностью около 100 м, вскрытых скв. 280А к югу от Южно-Тасманова поднятия. Очень бедный и плохой сохранности известковый планктон не позволяет уверенно датировать осадки. Только в обр. 280А-5СС встречены несколько видов фораминифер, на основании которых отложения отнесены к зоне *Globigerina angiporoides angiporoides*, по новозеландской схеме (Jenkins, 1971). Диатомовые водоросли исследовались в кернах от 280А-1 до 280А-7. Доминирующими видами являются *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Cestodiscus robustus* Jousé, *Hemiaulus pacificus* (Hajos) Gombos, *Pyxilla prolongata* Brun, *Stephanopyxis barbadensis* Grev., *St. longispinosa* Hajos, *St. aff. palmeriana* (Grev.) Grun., *Asterolampra insignis* A.S., *Eucampia balaustium* Ehr., *Rhizosolenia interposita* Hajos, характеризующие комплекс с *Hemiaulus pacificus*.

Близкий комплекс диатомей определен в скв. 274 в море Росса, вскрывшей кремнистые илы нижнего олигоцена (образ-

цы от 274-25CC до 274-34-3, 25-26 см). Как и в скв.280А, к доминантам относятся *Coscinodiscus argus* Ehr., *C. marginatus* Ehr., *Cestodiscus robustus* Jousé, *Puxilla prolongata* Brun, *Stephanopyxis barbadensis* Grev., *St. grunowii* Gr. et St. Из числа субдоминантов следует упомянуть *Hemiaulus pacificus* (Hajos)Gombos, *Stephanopyxis* aff. *palmeriana* (Grev.)Grun., а с обр.274-27-3, 51-52 см *Hemiaulus rectus twista* Fenner.

Анализ состава диатомей Приантарктического района Атлантического и Тихого океанов обнаруживает направленную смену комплексов диатомей в палеогене этой высокоширотной области (табл.2).

В отложениях нижнего палеоцена юго-западной части Тихого океана установлена зона *Hemiaulus rossicus-Trinacria heibergiana*, которая в Атлантическом океане пока неизвестна. Верхняя и нижняя границы зоны не определены. Комплекс диатомей очень близок к таковому из нижнесызранских отложений Поволжья и талицкой свиты Западной Сибири.

В отложениях верхнего палеоцена Атлантического океана выделена зона *Hemiaulus incurvus*. Границы зоны не прослежены. Элементы комплекса и сам вид-индекс присутствуют в ряде разрезов на Восточном склоне Урала.

Нижний эоцен в Приантарктическом районе диатомеями не охарактеризован. В осадках среднего эоцена выделена зона *Craspedodiscus oblongus*, которая прослеживается в разрезах Приантарктического района Атлантического и Тихого океанов. Ю.Феннер (Fenner, 1984a) установила ее в тропической области океанов. В северном полушарии зона фиксируется в США (штат Калифорния, сланцы Келлогг) (Barron et al., 1984), в районе плато Блейк - Багама и Бермудских островов, в Норвежском море, а ее аналоги - на территории СССР. Вид-индекс *Craspedodiscus oblongus* (Grev.)Hanna является единично в верхах люлинворской свиты Западной Сибири в зоне *Puxilla oligosaenica*, завершающей разрез нижнего эоцена. На территории СССР выделенная З.И.Глезер (1979) зона *Paralia oamaruensis* соответствует нижней части зоны *Craspedodiscus oblongus*. Вид-индекс и многие виды зоны *Craspedodiscus oblongus* присутствуют в комплексе *Paralia oamaruensis*. Видимо, зона *Paralia oamaruensis* неоднородна и содержит комплексы диатомей разного стратиграфического уровня.

Зона *Craspedodiscus oblongus* может рассматриваться как интервал распространения данного вида, имеющего довольно четкие морфологические критерии и поэтому не вызывающего дискуссий. Нижняя граница проводится по появлению *Craspedodiscus oblongus* и совпадает с кровлей зоны *Puxilla oligosaenica*. Верхняя граница устанавливается в Приантарктическом районе по развитию *Praesumatosira monomembranacea* (Schradler)Streln., в тропической области по появлению *Triceratium kanayae* (Fenner, 1984a). Сам вид *Craspedodiscus oblongus* (Grev.)Hanna, по мнению Ю.Феннер, существует до позднего эоцена. По данным Д.Баррона, Д.Бакри и Р.Пура (Barron et al., 1984), *Craspedodiscus oblongus* вымирает в средней или верхней части зоны *Reticulofenestra umbilica*.

В более высоких слоях среднего эоцена в Атлантическом и Тихом океанах выделяется зона *Praesumatosira monomembra-*

Воз- раст	Зона	Подзона	Слой	С к в а ж и н ы														
				327A	511	512	512A	513A	206	208	274	280A	281	283				
Олигоцен	Верхний	Rocella gelida	Rocella gelida					15CC										
			Triceratium groningenensis				16-1/16-7											
		Rocella vigilans	Rocella vigilans					17-1/18-5										
			Kozloviella minor					19-1/20CC										
	Нижний	Pyxilla prolongata						24-1/25CC										
		Coscinodiscus superbus				3-1/4-3		26CC/30-5										
		Hemiaulus pacificus	Phizosolenia gravidia			5-1/11-2		31-1/33-7				25CC	1-2/7-2					
			Brightwellia spiralis			1-3/12-1						34-3						
			Melosira architecturalis			12-2/15-1												
	Asterolampra insignis					16-1/16-2												
Эоцен	Верхний	Rylandsia anequiradiata																
		?	Stephanopyxis grunowii - St. spinosissima										14-4/16CC	5-1/6-2				
	Средний	?	Stephanopyxis unguiculatum Stephanopyxis grunowii, Pixilla pronolongata			6-1/8-1			15-2/16-1								7-1/8-3	
		Praecymatosira monomembranacea	Tubaformis unicornis				8CC/13CC		16-3/17-1									
			Odontotropis gombosii				16-2		17-3/17-6									
			Praecymatosira monomembranacea				16-3/19-3		18-1/18-2	27-4								
		Craspedodiscus oblongus					2-1/2-5		18-3	27-6/28-6								
Палео- цен	Hemiaulus incurvus			5-1/8-3														
	Hemiaulus rossicus - Trinacria heribergiana								29-4/32CC									

Примечание. Цифры 5-1/8-3 обозначают, что в скв. 327A осадки данной зоны встречаются в интервале от ядра 5-1 до ядра 8-3.

пасае. В полном объеме она хорошо прослежена в скв.512 Фолклендского плато и скв.206 в Тасмановом море. Эту зону можно рассматривать как интервал распространения вида. Единичные створки *Praesumatosisira monomembranacea* (Schraeder) Streln. появляются в верхах зоны *Craspedodiscus oblongus*, определяя нижнюю границу зоны. Численность вида-индекса значительно увеличивается выше уровня исчезновения *Craspedodiscus oblongus* (в скв.512). Аналогичный переход от зоны *Craspedodiscus oblongus* к зоне *Praesumatosisira monomembranacea* наблюдался в скв.340 в Норвежском море. В скв.206 в Тасмановом море вид-индекс встречается единично, но постоянно. Верхняя граница зоны устанавливается по исчезновению вида-индекса. На этом же уровне сокращается численность *Melosira architecturalis* Brun, *Triceratium barbadense* Grev. В пределах зоны *Praesumatosisira monomembranacea* имеется несколько уровней более мелких изменений систематического состава, на основе которых можно выделить подзоны: *Praesumatosisira monomembranacea* s.str., *Odontotropis gombosii*, *Tubaformis unicornis*, прослеживаемые в скв.512 и 206. Обедненный комплекс зоны *Praesumatosisira monomembranacea* встречен в Курило-Камчатской впадине (обр. B12-36
1-1, коллекция В.С.Пушкаря).

В кровле среднего эоцена различаются слои со *Stephanoruxis grunowii* и *Ruxilla prolongata* в Тихом океане (скв.206) и слои с *Triceratium unguiculatum* в Атлантическом океане (скв.512). Возможно, это разновозрастные комплексы, в их составе много общих черт, но имеются и существенные различия.

Диатомовые водоросли из непрерывных пограничных отложений среднего и позднего эоцена в исследованных разрезах отсутствуют.

В отложениях верхнего эоцена диатомовые водоросли в Приантарктическом районе известны на двух уровнях: из отложений зоны *Chiasmolithus oamaruensis* и зоны *Reticulofenestra oamaruensis* по наннопланктону. В нижней части верхнего эоцена выделяются слои со *Stephanoruxis grunowii* и *St. spinosissima*, распространение которых ограничено южной частью Тасманова моря и Новой Зеландией. В кровле верхнего эоцена в районе Фолклендского плато (скв.511) установлена местная зона *Rylandsia inaequiradiata* (Gombos, Ciesielski, 1983), которую Ю.Феннер (Fenner, 1984a) сопоставляет с зонами *Asterolampra marylandica* и *Baxteriopsis brunii* тропической области.

Граница эоцена и олигоцена, охарактеризованная осадками с диатомеями, в Приантарктическом районе прослежена только в скв.511 Фолклендского плато. Резких изменений диатомей на этом рубеже не произошло. В нижнеолигоценых отложениях по изменению отдельных видов А.Гомбос установлен шесть местных зон (Gombos, Ciesielski, 1983). Учитывая преемственность в составе видов и масштаб изменений на границах зон, представляется целесообразным несколько изменить схему А.Гомбоса. Местная зона А.Гомбоса *Asterolampra insignis* хорошо выражена в скв.511 Фолклендского плато, она объединяет переходный комплекс диатомей от позднего

эоцена к раннему олигоцену. Видимо, зоны *A. Гомбоса* *Melosira architecturalis*, *Brightwellia spiralis*, *Rhizosolenia gravida* отражают местные изменения. Сходные комплексы диатомей из скв.280А Тасманова моря и скв.274 моря Росса не отражают такой последовательности изменения и появления видов.

Сравнение диатомей Атлантического и Тихого океанов позволяет говорить лишь об общем сходстве и дает основание для выделения зоны *Nemialulus pacificus* в объеме зон *A. Гомбоса* *Melosira architecturalis*, *Brightwellia spiralis* и *Rhizosolenia gravida*. Нижняя граница зоны устанавливается по появлению вида-индекса, а также *Coscinodiscus oligocaenicus* Jousé, *Asteromphalus oligocaenicus* Gombos. Около этого уровня исчезают *Coscinodiscus decreascenoides* Jousé, *C. subtilis* Ehr., *C. senarius* A.S., *Nemialulus polycystinorum* Ehr. var. *mesolepta* Grun. Верхняя граница принята по исчезновению *Melosira architecturalis* Brun, *Stephanopyxis grunowii* Gr. et St., *Rhizosolenia gravida* Gombos. Зона *Nemialulus pacificus*, видимо, соответствует местной зоне *Puxilla prolongata*, установленной Д.Мак Коллумом (Mc Collum, 1975) в скв.274 моря Росса.

Вышележащие осадки нижнего олигоцена вскрыты скв.511 и 513А в Аргентинской котловине и на Фолклендском плато. Они подразделены А.Гомбосом на местные зоны *Coscinodiscus superbus* и *Puxilla prolongata*.

Ю.Феннер (Fenner, 1984a) для обсуждаемой части разреза в высоких широтах выделяет три зоны: *Cestodiscus antarcticus* - в объеме зоны *Asterolampra insignis* А.Гомбоса, *Rhizosolenia gravida* в объеме зон *Melosira architecturalis*, *Brightwellia spiralis* в нижней подзоне и *Rhizosolenia gravida*, *Coscinodiscus superbus* в верхней подзоне; *Rhizosolenia antarctica* объединяет зоны А.Гомбоса *Puxilla prolongata* и *Kozloviella minor*. В низких широтах Ю.Феннер различает две зоны - *Coscinodiscus excavatus* и *Cestodiscus reticulatus*.

В отложениях верхнего олигоцена Аргентинской котловины (скв.513А) А.Гомбос выделил зоны *Kozloviella minor*, *Rocella vigilans*, *Triceratium groningensis* и *Rocella gelida*. Вероятно, более целесообразно в ранге зональных единиц оставить зону *Rocella vigilans* в объеме зон *Kozloviella minor* - *Triceratium groningensis* и зону *Rocella gelida*, так как два последних вида-индекса позволят проводить сопоставление комплексов диатомей удаленных регионов.

Анализ изменений в составе диатомей, послуживших основой выделения их комплексов, показывает, что перестройка флоры на разных уровнях (границах зон) была неодинакового масштаба. Оценка масштабности изменений на границах зон проведена на примере скв.511 и 513А, вскрывших наиболее полный разрез позднего эоцена и олигоцена.

Наиболее крупные изменения произошли на границе зон *Puxilla prolongata* и *Rocella vigilans*, которая совпадает с границей раннего и позднего олигоцена (кровля фораминиферовой зоны *Globigerina angiporoides* новозеландской шкалы). На этом рубеже происходит принципиальная перестройка структуры флоры диатомовых водорослей, так как доминирую-

щими становятся пеннатные формы. Более того, многие центрические диатомеи имеют тенденцию к удлинению одной из осей створки.

Если взять узкий интервал границы зон (обр. 513A-24-1, 16-18 см, 513A-22СС и 513A-21-6, 41-43 см), то на видовом уровне происходят следующие изменения: 50% видов исчезают, 25 появляются, 25 переходят из нижележащих осадков. Характерные рода, доминировавшие по видовому разнообразию и численно в подстилающих отложениях (*Stephanorhysis*, *Hemiaulus*, *Coscinodiscus*), сокращают число видов, а количество видов этих родов, переходящих рубеж, значительно уменьшается. Сокращается число видов и у родов субдоминантов (*Astinoptychus*, *Asterolampra*, *Stictidiscus*). Род *Puxilla*, типичный элемент флоры эоцена и раннего олигоцена, на этом рубеже вымирает. На смену появляются виды *Kozloviella*, *Lisitzinia*, *Rocella* и группа пеннатных диатомей, среди которых *Synedra* (*S. jouseana* Sheshuk., *S. miocenica* Schrader) становятся доминирующими во флоре позднего олигоцена. Число пеннатных диатомей здесь больше, так как масса мелких и тонких форм осталась неопределенной.

Изменения среднего масштаба имели место на границе зон *Rylandsia inaequiradiata* и *Asterolampra insignis*, совпадающей с границей между поздним эоценом и ранним олигоценом. Эта граница хорошо прослеживается по смене планктонных фораминифер (подошва зоны *Globigerina angiporoides*) и наннопланктона (у рубежа зоны *Reticulofenestra oamaruensis* и *Blackites spinosus*). В пограничных слоях (от обр. 511-16-1, 30-32 см до обр. 511-17-3, 13-15 см) встречено 100 видов диатомей, из них 64% общие. Среди этих видов группа доминантов и субдоминантных форм. Вновь появившиеся в обр. 511-16-1, 30-32 см и 511-16-2, 30-32 см виды составляют 6%. Они входят в состав сопутствующих таксонов и встречаются единично или нередко, 14% видов получает развитие ниже границы эоцена и олигоцена (от обр. 511-17-1, 90-92 см до обр. 511-17-3, 13-15 см) и переходит эту границу. Они включают единичные и редкие формы из группы сопутствующих, 16% видов исчезает на этом рубеже и также относится к группе сопутствующих.

Изменения малого масштаба наблюдаются на границе зон *Asterolampra insignis* и *Hemiaulus pacificus* (или *Melosira architecturalis*, по схеме А.Гомбоса). Комплексы диатомей этих двух зон имеют до 88% общих видов. Изменения касаются сопутствующих видов, из которых 7% приходится на виды вымирающие, и 5% - на появившиеся. На этом уровне возникает новый род *Eucampia*. Такая же картина наблюдается и на границах зон *Melosira architecturalis* и *Brightwellia spiralis* (по схеме А.Гомбоса). Комплексы диатомей этих двух зон имеют 89% общих видов, вымирающие виды составляют 4,5%, а появляющиеся - 6,5. На этом рубеже интересно развитие видов рода *Asteromphalus* (*A. oligocenicus* Gomb.). Граница зон *Coscinodiscus superbus* и *Puxilla prolongata* более выразительная. Общих видов 75%, исчезает 16%, появляется 9% видов. Здесь происходят некоторые изменения в составе доминирующих видов.

К сожалению, невозможно оценить масштаб изменений, про-

исходящих на границе палеоцена и эоцена, среднего и позднего эоцена, поскольку в Приантарктическом районе не вскрыты непрерывные разрезы. Можно лишь провести сопоставление флор в целом.

В отложениях палеогена Приантарктического района зарегистрировано 103 рода и 498 видов и внутривидовых таксонов диатомей. Анализ структуры флоры палеогена на родовом уровне приведен в табл.3 и 4. Они характеризуют степень специфичности и преемственности по количеству родов, встреченных в составе флоры данного возраста, и родов транзитных, переходящих из предшествующего комплекса или уходящих в более молодую флору.

Палеоценовая флора диатомей представлена в основном родами транзитными, переходящими в эоценовую флору, но при почти полном обновлении видового состава. Длительность существования родов-"транзитов" различна.

Среднеэоценовая флора характеризуется значительным обогащением родового состава за счет родов, отсутствовавших в отложениях палеоцена Приантарктического района, которые составляют 80,5%. Из них 21,8% родов в данном районе присутствуют только в отложениях среднего эоцена. Позднеэоценовая флора на 72,2% состоит из родов, перешедших из палеоцена и среднего эоцена, 27,8% родов появляются в составе позднеэоценовой флоры и приблизительно 23,6% родов вымирает. Специфические рода составляют 15,5%.

Раннеолигоценовая флора диатомей характеризуется самым высоким процентом преемственности (94,8%) и самым низким вновь появившихся родов (5,2%). Эта же флора имеет и самый низкий показатель специфичности (3,4%). Граница раннего и позднего олигоцена отличается наибольшим количеством исчезающих из состава флоры родов диатомей (65,6%). Флора позднего олигоцена состоит из родов-"транзитов" и новых родов, характеризующих степень специфичности флоры в данном районе.

Таким образом, можно выделить два крупных уровня изменения диатомовых водорослей в течение палеогена сходного ранга: между палеоценом и эоценом и между ранним и поздним олигоценом. Это уровни принципиальной перестройки флоры. Изменение среднего масштаба наблюдается между среднеэоценовой и позднеэоценовой флорами. Изменения малого масштаба происходят на рубеже позднего эоцена и раннего олигоцена. В целом в Приантарктическом районе Атлантического и Тихого океанов в течение палеогена сменились три типа флор: палеоценовая, эоцен-раннеолигоценовая и позднеолигоценовая.

Таблица 3

Структура флоры диатомей палеогена Приантарктического района (в % специфичности от состава родов данного возраста и от общего родового состава флоры)

Возраст	Количество родов		% от флоры данного возраста		% от общего состава флоры	
	всего	специфичных	специфичных	транзитных	специфичных	транзитных
Палеоцен	19	1	5,26	94,74	0,9	99,1
Средний эоцен	72	15	21,82	79,18	14,56	85,44
Поздний эоцен	71	11	15,5	74,5	10,68	89,32
Ранний олигоцен	58	2	3,45	96,55	1,94	98,06
Поздний олигоцен	20	5	25	75	4,75	95,25

Таблица 4

Масштабность изменений в составе флор диатомей палеогена Приантарктического района (в % от состава флоры данного возраста для новых и транзитных родов и в % от состава предшествующей флоры для вымерших родов)

Возраст	Всего родов (100%)	Появилось		Вымерло		Общих с предшествующей флорой	
		Количество	%	Количество	%	Количество	%
Палеоцен	19	-	-	-	-	-	-
Средний эоцен	72	56	80,55	1	5,26	16	19,45
Поздний эоцен	71	20	27,8	17	23,61	51	72,2
Ранний олигоцен	58	3	5,2	21	30	55	94,8
Поздний олигоцен	20	5	25	40	65,5	15	75

ЛИТЕРАТУРА

- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям//Сов.геология.1979.№11.С.19-31.
Диатомовые водоросли СССР, ископаемые и современные. М.: Наука.1974.Т.1.402с.
Жузе А.П. Диатомеи и силикофлягелляты палеоцена в осадках Тихого, Индийского и Атлантического океанов//Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982.С.131-145.
Barron J.A., Bukry D., Poore R.Z. Correlation of the middle Eocene Kellogg Schale of northern California//Micropaleontology.1984.Vol.30,N2.P.138-170.
Basov I.A., Ciesielski P.F., Krashenninnikov V.A. et al. Biostratigraphic and paleontological synthesis: DSDP

- Leg 71, Falkland Plateau and Argentine Basin//Init.Rep. DSDP.1983.Vol.71.P.445-461.
- Bukry D. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation//Ibid. 1973a.Vol.15.P.685-704.
- Bukry D. Coccolith and Silicoflagellate stratigraphy, Tasman Sea and south-western Pacific Ocean, DSDP Leg 21//Init.Rep.DSDP.1973b.Vol.21.P.885-895.
- Edwards A.R. A calcareous nannoplankton zonation of the New Zealand Paleogene//Proc.II Plankton.Conf., Roma, 1969. Rome: Tecnosci. 1971.P.381-519.
- Edwards A.R. Calcareous nannofossil from the south-west Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 21//Init. Rep. DSDP. 1973.Vol.21.P.641-720.
- Fenner J. Cenozoic diatom biostratigraphy of the equatorial and southern Atlantic Ocean//Init.Rep. DSDP. 1977. Vol.39.P.491-627.
- Fenner H. Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes//Micropaleontology. 1984a.Vol.30,N4.P.319-341.
- Fenner J. Middle Eocene to Oligocene planktonic diatom stratigraphy from Deep Sea Drilling Sites in the South Atlantic, equatorial Pacific, and Indian Oceans//Init. Rep.DSDP.1984b.Vol.75.P.1245-1271.
- Gombos A.M. Paleogene and Neogene diatoms from the Falkland Plateau and Malvinas Outer Basin: Leg 36, DSDP//Ibid.1976.Vol.36.P.575-687.
- Gombos A.M. Middle Eocene diatoms from the South Atlantic//Ibid. 1983.Vol.71.P.565-804.
- Gombos A.M., Ciesielski P.F. Late Eocene to early Miocene diatoms from the south-west Atlantic//Ibid.P.585-635.
- Hajos M. Upper Eocene and lower Oligocene Diatomaceae, Archaeomonadaceae and Silicoflagellatae in south-western Pacific sediments, DSDP Leg 29//Ibid.1976.Vol.35. P.817-883.
- Jenkins D.G. New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera//N.Z. Geol.Surv.Paleontol.Bull.1971.Vol.42.P.1-278.
- Martini E. Standart Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation//Proc.II Plankton.Conf., Roma, 1969, Rome: Tecnosci., 1971.P.739-785.
- McCollum D.W. Diatom stratigraphy of the Southern Ocean//Init. Rep. DSDP. 1975.Vol.28.P.515-571.
- Schrader H.J. Cenozoic planktonic diatom biostratigraphy of the southern Pacific Ocean//Init. ReP. DSDP. 1976. Vol.35.P.605-672.
- Weaver F.M., Gombos A.M. Southern high-latitude diatom biostratigraphy//The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., Spec. Publ. 1981.N32.P.445-470.
- Wise S.W., Wind H. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 Drilling on the Falkland Plateau, south-west Atlantic sector of the Southern Ocean//Init.Rep.DSDP.1976.Vol.36.P.269-493.

Таблица I

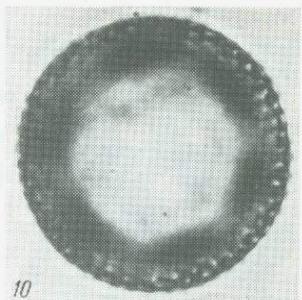
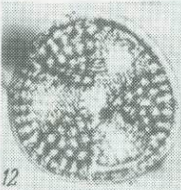
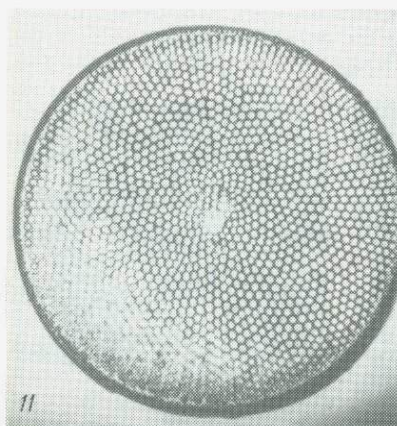
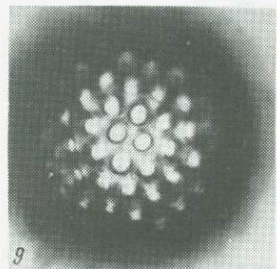
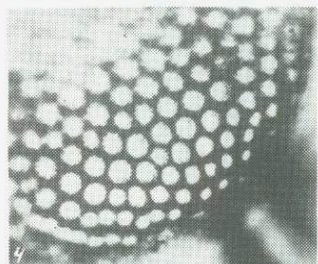
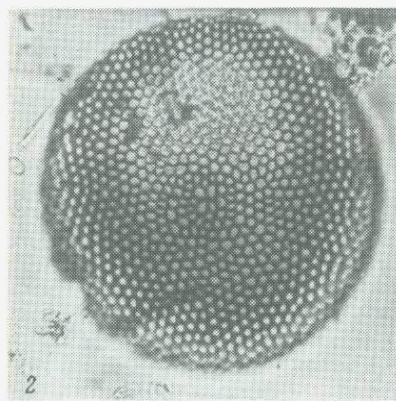
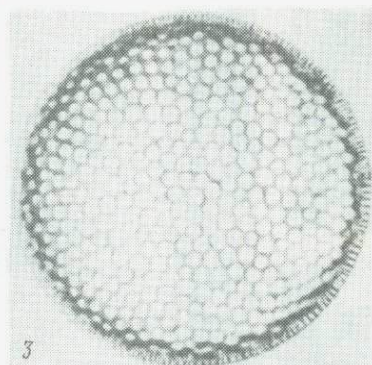
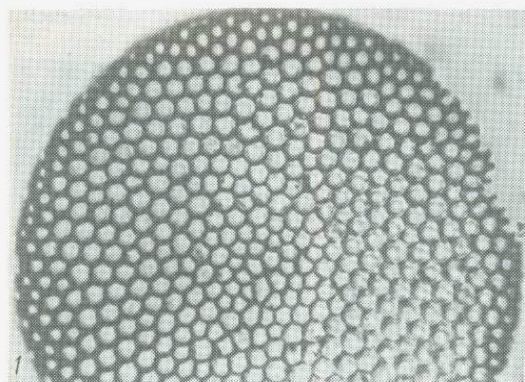
Комплекс характерных видов зоны *Praescymatosira monomembranacea*, рейс 71

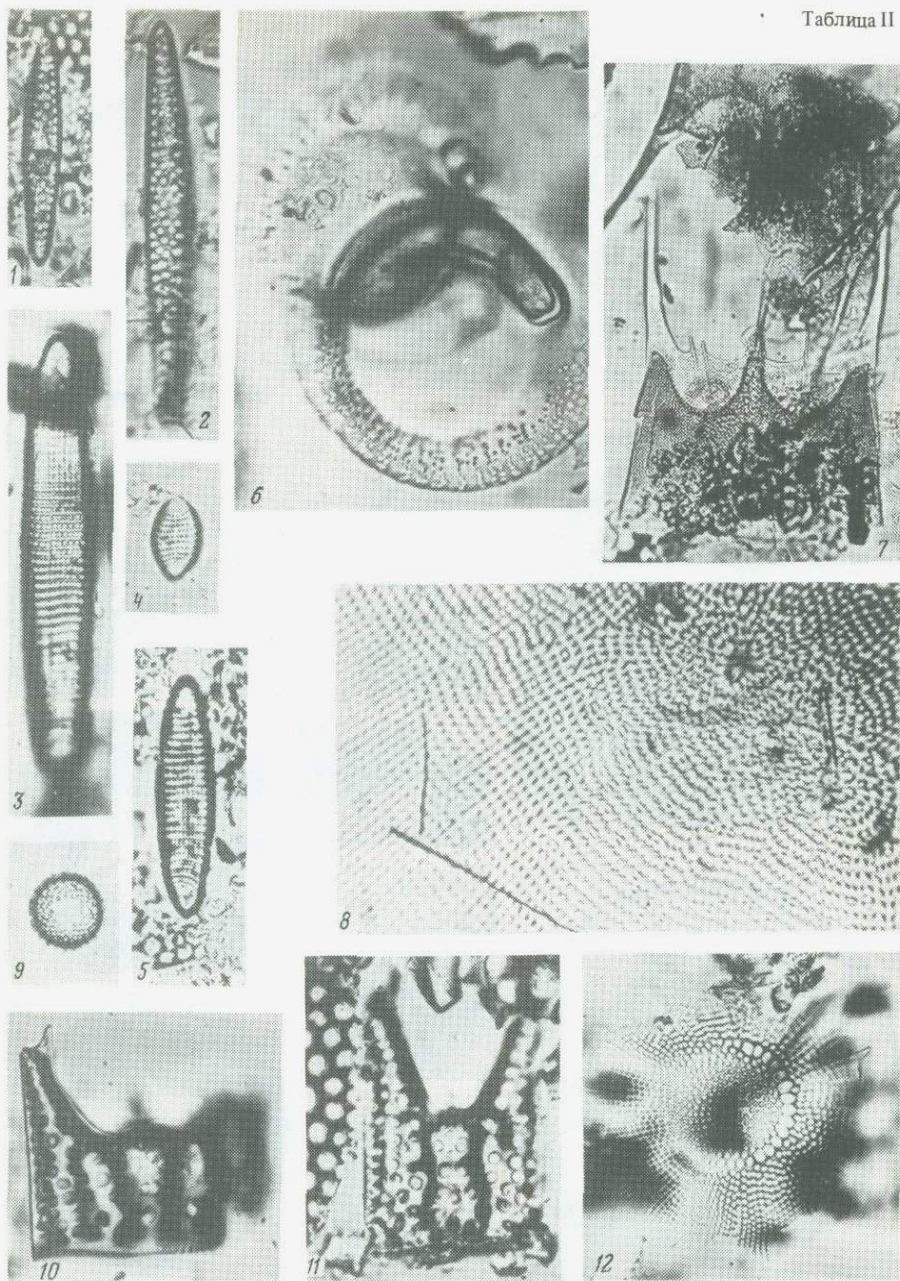
- 1 - *Coscinodiscus argus* Ehr. Обр.512-12-1, x 600
- 2 - *Coscinodiscus simbirskianus* Grun. Обр.512-8-1, x1000
- 3,4 - *Coscinodiscus marginatus* Ehr. Обр.512-7-3,
3 - x600, 4 - x1000
- 5,6 - *Triceratium barbadense* Grev. Обр.512-11-CC, x1000 (6),
обр.512-12-1, x1000 (5)
- 7,8 - *Cladogramma cebuense* Grun. Обр.512-13-1, x1000
- 9,10 - *Pyxidicula cruciata* Ehr. Обр.512-14-1, x1000
- 11 - *Coscinodiscus vetustissimus* Pant. Обр.512-7-3. x600
- 12 - *Actinoptychus irregularis* Grun. Обр.512-14-1, x1000

Таблица II

Комплекс характерных видов зоны *Praescymatosira monomembranacea*, рейс 71

- 1,2 - *Praescymatosira monomembranacea* (Schradler) Streln.
Обр.512-11-3, x1000
- 3-5 - *Dimerogramma fulvum* (Greg.) Ralfs. Обр.512-14-1 (3),
обр.512-12-2 (4), обр.512-11-2 (5), x1000
- 6 - *Tubaformis unicornis* Gombos. Обр.512-13-1, x600
- 7 - *Odontotropis gombosii* Streln. Обр.512-13-1, x300
- 8 - *Ethmodiscus* sp. (крупные обломки). Обр.512-12-3, x1500
- 9 - *Melosira architecturalis* Brun. Обр.512-17-3, x1000
- 10,11 - *Hemiaulus reflexispinosus* Ross. Обр.512 (10, 11-3),
обр.512 (11, 7-3), x1000
- 12 - *Brightwellia imperfecta* Jousé. Обр.512-15-1, x600





СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НЕОГЕНА ПЛИТЫ КОКОС ПО РАДИОЛЯРИЯМ (СКВ.495ДСДП) И СРАВНЕНИЕ РАДИОЛЯРИЕВОЙ ФАУНЫ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ПАЦИФИКИ

И.Е.Левыкина

В настоящее время уже не вызывает сомнений, что кайнозойская фауна радиолярий всего тропического пояса Мирового океана в целом единообразна по таксономическому составу. Это позволяет многим исследователям использовать для расчленения кайнозойских отложений тропиков единую зональную шкалу У.Ридела и А.Санфилиппо (Riedel, Sanfilippo, 1978). Однако тропические разновозрастные ассоциации радиолярий кайнозоя разных океанов и их частей, а также краевых морей несколько различаются по составу и особенно по доминирующим группам видов. Этому вопросу, пока относительно слабо изученному, уделяется основное внимание в предлагаемой статье.

В западной центральной части тропической области Тихого океана работали многие исследователи радиолярий (Kling, 1971, 1982; Riedel, Sanfilippo, 1971; Holdsworth, 1975; Moore, 1972; Johnson, 1976; и др.). Радиоляриевую фауну неогена этого района из скв.55, 63, 64, 66, 65, 166, 289, 458, 459 рейсов 6, 7, 17, 30, 60 б/с "Гломар Челленджер" мы изучали ранее (Левыкина, 1982). Радиолярии неогена восточной полосы тропической области Тихого океана рассматривались менее детально (Nigrini, 1968; Riedel, Westberg, 1982; Westberg, Riedel, 1982).

В настоящей работе изложены результаты исследования более 100 образцов из скв.495 рейса 62 (рис.1). Проведено детальное расчленение осадков; зональные комплексы этого района сравниваются с изученными ранее ассоциациями Западной и Центральной Пацифики. Мы выражаем глубокую благодарность Проекту глубоководного бурения за предоставление материалов.

Скв.495 расположена на внешнем склоне Срединно-Американского желоба ($12^{\circ}29,78' \text{с.ш.}$ и $91^{\circ}02,26' \text{з.д.}$) на глубине около 4150 м. Она вскрыла отложения от нижнего миоцена до плейстоцена включительно общей мощностью около 430 м. На базальтах согласно залегают известково-марганцевые илы с наннопланктоном мощностью 22,5 м, которые перекрываются наннопланктонными илами с радиоляриями и диатомеями мощностью около 230 м. Обе эти пачки имеют нижнемиоценовый возраст. На них располагается маломощный (около 7 м) прослой бурых абиссальных глин среднемиоценового возраста. Выше по разрезу их сменяет толща существенно глинистых диатомово-радиоляриевых илов среднемиоценового-плейстоценового возраста мощностью около 170 м. Радиолярии из этой скважины изучали М.Вестберг и У.Ридел (Westberg, Riedel, 1982), которые расчленили неогеновые осадки в соответствии

с тропической зональной шкалой. Они также рассматривали вопросы достоверности радиоляриевых "событий" и относительной численности в зональных ассоциациях представителей различных семейств радиолярий.

Особенностью же данной работы является сравнение неогеновых ассоциаций восточных и западных районов Тихого океана.

Стратиграфическое расчленение отложений, вскрытых скв. 495. Миоценовые и нижнеплиоценовые отложения скв.495 расчленены по шкале У.Ридела и А.Санфилиппо (Riedel, Sanfilippo, 1978), верхнеплиоценовые - по шкале Д.Хейса (Hays, 1970). В нижнем миоцене установлены зоны *Stichocorys delmontensis*, *Stichocorys wolfii*, *Calocyclus costata*, в среднем - *Dorcadospyris alata*, *Cannartus petterssoni*, в верхнем - *Ommatartus antepenultimus*, *Stichocorys peregrina*, в плиоцене - зоны *Spongaster pentas* и *Lamprocyrtis heteroporos*. У.Риделом и А.Санфилиппо (Riedel, Sanfilippo, 1982) проведена ревизия родов *Cannartus* и *Ommatartus* и предложены новые родовые названия *Diartus* и *Didymocyrtis*.

В результате этого изменились названия некоторых миоценовых зон - вместо *Cannartus petterssoni* - *Diartus petterssoni*; вместо *Ommatartus antepenultimus* - *Didymocyrtis antepenultima*; вместо *Ommatartus penultimus* - *Didymocyrtis penultima*. Далее в статье будут использоваться эти новые названия видов и зон, однако объемы зон остаются прежними (Riedel, Sanfilippo, 1978). Комплекс каждой зоны включает от 20 до 50 видов; стратиграфическое распространение некоторых из них показано на рис.2. Ниже описаны зональные комплексы радиолярий.

Нижний миоцен открывается зоной *Stichocorys delmontensis*.

В комплексе доминируют виды, характерные для нижней половины нижнего миоцена тропической области - *Carpocanopsis cingulatum*, *C. favosum*, *Cyrtocapsella tetrapera*, *C. cornuta*, *Eucyrtidium cienkovskii*, *Calocyclus virginis*, встречаются *Stichocorys delmontensis*, *Lychnocanoma elongata*, *Cyclampterium pegetrum*. Ассоциация сравнительно небогата по таксономическому составу, обращает на себя внимание малое количество спирид. Подошва зоны, по-видимому, не вскрыта. В кровле исчезают *Carpocanopsis favosum*, *Lychnocanoma elongata*, *Cyclampterium pegetrum*. Мощность зоны около 40 м.

Для зоны *Stichocorys wolfii* типичны вид-индекс, *Didymocyrtis mammiferus*, *D. tubarius*, *Cyrtocapsella japonica*, *Artostrobium marylandicus*, *Liriospyris stauropora*, *Cyclampterium leptetrum*. Обычны также *Lamprocyrtis ex gr. aegles*, *Theocorys spongoconus*, *Stichocorys armata*, *Dorcadospyris forcipata*, *Carpocanopsis favosum*.

Продолжают играть большую роль *Stichocorys delmontensis*, *Cyrtocapsella tetrapera*, *C. cornuta*, *Calocyclus virginis*. Таксономически комплекс очень разнообразен. В нем обнаружены некоторые виды, не характерные для западной части Тихого океана - *Thecosphaerella* sp. 1, *Lychnoductium aff. audax*, *Amphisphaera* sp. 1; много колониальных радиолярий из родов *Collosphaera*, *Acrosphaera*, *Siphonospaera*.

У нижней границы зоны появляются *Artostrobium marylan-*

dicus, Lamprocyrtis ex gr. aegles, Cyclampteryium leptetrum, Stichocoris wolfii, S. armata, Didymocyrtis mammiferus, Liriospyris staupora, Prunopyle titan, у верхней исчезают Lamprocyrtis ex gr. aegles, Stichocorys wolfii, S. armata, Didymocyrtis mammiferus, Cyrtocapsella japonica, Acrosphaera sp. 1. Мощность зоны около 60 м.

Ассоциация зоны Calocycletta costata также разнообразна таксономически. Наиболее обычные элементы - Cyrtocapsella cornuta, Calocycletta costata, Diartus violina, Liriospyris stauropora, Stichocorys delmontensis. Иногда встречаются Acanthodesmia sp. 1, Spongodiscus americanus, Artostrobium aff. miralestense, Carposcanopsis cristatum, а в верхней части зоны - Artostrobium doliolum, Eucyrtidium inflatum, E. yatsuoense.

Нижняя граница зоны проводится по появлению Calocycletta costata, Spongodiscus aff. americanus, Heliodiscus sp. 2, верхняя - по исчезновению Dorcadospyris forsipata, Didymocyrtis violina, Lithopera renzae, Spongodiscus aff. americanus. Мощность зоны 52 м.

Средний миоцен начинается зоной Dorcadospyris alata, ассоциация радиоларий которой типична для тропической области Мирового океана. Встречаются Dorcadospyris alata, Liriospyris stauropora, L. parkerae, Carposcanopsis bramletti, Cyrtocapsella cornuta, по-прежнему обычны Stichocorys delmontensis, Cyrtocapsella tetrapera. Из колониальных форм многочисленна Siphonosphaera sp. 1. В подошве зоны появляются Dorcadospyris alata, Liriospyris parkerae, в кровле исчезают Eucyrtidium inflatum, Cyrtopera laguncula. Мощность зоны 55 м.

Зона Diartus petterssoni характеризуется Carposcanopsis bramletti, Didymocyrtis laticonus, Diartus petterssoni, а также известными из более древних отложений Stichocorys delmontensis, Cyrtocapsella tetrapera, C. cornuta, Liriospyris stauropora. В средней части зоны доминируют Didymocyrtis laticonus, Carposcanopsis bramletti. Иногда встречается Heliodiscus sp. 2 и разные виды рода Styloductya. Таксономический состав комплекса сравнительно небогат, в нем практически отсутствуют колониальные радиоларии. В подошве зоны появляются Cannartus petterssoni, Carposcanopsis bramletti, в кровле вымирает развитый с нижнего миоцена род Cyrtocapsella (виды C. tetrapera и C. cornuta), а также Liriospyris stauropora. Мощность зоны 45 м.

В основании верхнего миоцена располагается зона Didymocyrtis antepenultima, для которой характерно присутствие индекс-вида, видов рода Ductyocoryne - D. ontongensis и D. jousee, а также Diartus hughesi. Из среднего миоцена в эту зону переходят Liriospyris parkerae, Carposcanopsis bramletti, Didymocyrtis laticonus.

Таксономическое разнообразие комплекса невелико, колониальных радиоларий мало. Подошва зоны проводится по появлению Ductyocoryne jousee, D. ontongensis, Diartus hughesi, Didymocyrtis antepenultima, а кровля - по исчезновению Liriospyris parkerae, Carposcanopsis bramletti, Diartus petterssoni, Didymocyrtis laticonus, Ductyocoryne jousee, Phormostichoartus doliolum. Мощность зоны 35 м.

Между нижней зоной верхнего миоцена *Didymocyrtis antepenultima* и верхней зоной верхнего миоцена *Stichocorys peregrina* фиксируется перерыв, охватывающий верхнюю часть зоны *Didymocyrtis antepenultima*, полностью зону *Didymocyrtis penultima*, а возможно, также и нижнюю часть зоны *Stichocorys peregrina*.

В осадках скв.495 отсутствует комплекс радиолярий, характерный для зоны *Didymocyrtis penultima* тропической области Мирового океана. Индекс-вид этой зоны и индекс-вид более молодой зоны *Stichocorys peregrina* появляются вместе в обр.495-17-5, 60-61 см. Ассоциацию зоны *Didymocyrtis antepenultima* вверх по разрезу сменяет комплекс, в котором часто встречаются *Stichocorys peregrina*, *S. delmontensis*, *Didymocyrtis antepenultima*, *Theocorythium vetulum*, *Diartus hughesi*, обычный для зоны *Stichocorys peregrina*. Отсутствие в комплексе вида *Phormostichoartus doliolum*, который вымирает в кровле зоны *Didymocyrtis penultima*, также заставляет предположить перерыв, охватывающий зону *Didymocyrtis penultima*.

М.Вестберг и У.Ридел (Westberg, Riedel, 1982) указывают на то, что в скв.495 в интервале от обр.495-16-2, 100-102 см до обр.495-15-5, 100-102 см, возможно, пропущена зона *Stichocorys peregrina*, и не упоминают о других перерывах. Таблица распространения видов радиолярий, приведенная в их статье, не дает возможности утверждать это с точностью.

Наши данные свидетельствуют о перерыве, охватывающем по крайней мере зону *Didymocyrtis penultima*, и согласуются с выводами Н.Г.Музылева (Müzylöv, 1982). В скв.495 в интервале от обр.495-18-7, 60-62 см до обр.495-18-2, 60-62 см отсутствуют наннопланктонные зоны *Catinaster coalithus*, *Discoaster hamatus* и большая часть зоны *Discoaster neohamatus* (верхняя часть среднего-нижняя половина верхнего миоцена), т.е. слои, соответствующие зонам *Didymocyrtis antepenultima* и *Didymocyrtis penultima*, но не *Stichocorys peregrina*.

Кроме упомянутых стратиграфически важных видов, в ассоциации зоны *Stichocorys peregrina* встречается много спонгодискид из родов *Styloductya* и *Spondodiscus*, обычны *Ahorrunum angelinum*, *Siphosampe corbula*. У нижней границы зоны появляются *Didymocyrtis penultima*, *Stichocorys peregrina*, *Ahorrunum angelinum*, *Theocorythium vetulum*; у верхней исчезают *Stichocorys delmontensis*, *Didymocyrtis antepenultima*, *D. penultima*. Мощность зоны около 35 м.

Плиоцен начинается зоной *Spongaster pentas*, где развиты *Didymocyrtis aventus*, *D. tetrathalamus*, *Lamprocyrtis heteroporos* совместно со *Stichocorys peregrina*. В ассоциации этой зоны преобладают виды широкого тропического и субтропического распространения - *Theocorythium vetulum*, *Styloductya stellata*, *S. validispina*, *Acrosphaera murroyana*.

Индекс-вид обнаружен в одном экземпляре плохой сохранности (единичные экземпляры найдены М.Вестбергом и У.Риделом в образцах от 495-15-1, 100-102 см до 495-13-5, 30-32 см), но совместное нахождение *Stichocorys peregrina* и *Lamprocyrtis heteroporos* с достаточной степенью достоверности определяет нижнюю зону плиоцена. У подошвы зоны появляются

Lamprocyrtis heteroporos, *Didymocyrtis avitus*, *D. tetrathalamus*, а в кровле вымирает *Stichocorys peregrina*. Мощность зоны около 40 м.

В зоне *Lamprocyrtis heteroporos* доминируют циртиды, особенно *L. heteroporos*, *L. neoheteroporos*, *Theocorythium vetulum* и *Carpocanopsis obliqua*, *Pterocorys minithorax*, часто встречаются виды широкого тропического распространения - *Eucyrtidium tumidulum*, *Didymocyrtis tetrathalamus*, *Hymeniastrum profundum*, *Pterocanium praetaextum*, *Dyplocyclas davisiana*.

В нашем материале обнаружен только один экземпляр индекс-вида одновозрастной тропической зоны *Pterocanium prismatium*. Это обстоятельство и отсутствие в комплексе экваториальных и тропических видов дало основание оставить за зоной название *Lamprocyrtis heteroporos*. У подошвы зоны появляются *Lamprocyrtis neoheteroporos*, *Eucyrtidium tumidulum*, *Carpocanopsis obliqua*, кровля маркирована исчезновением *Lamprocyrtis heteroporos* и уменьшением количества *Theocorythium vetulum*. Мощность зоны около 40 м.

Н.Г.Музылев (Müzylov, 1982) отмечает непродолжительный перерыв на границе плицена и плейстоцена, т.е. на границе наннопланктонных зон *Discoaster brouweri* и *Crenalithus doricoides*, обр.495-7-1, 40-42 см и 495-6СС.

По радиоляриям прямых доказательств перерыва нет, однако относительно резкая смена видового состава на этом стратиграфическом уровне (появление и исчезновение нескольких видов в обр.495-6-2, 43-45 см) свидетельствует о возможном перерыве.

Плейстоценовая фауна радиолярий характеризуется явным преобладанием циртоидей - *Lamprocyrtis nigrinia*, *Theocorythium trachelium*, *T. vetulum*, *Carpocanopsis praecursorum*, *Tricolocampe cylindrica*, *Anthocyrtidium ophirense*, *Dyplocyclas davisiana*. Из спуммелярий обычны спонгодисциды, а также *Axorprunum angelinum*, *Didymocyrtis tetrathalamus*. Присутствие *Axorprunum angelinum* в самых молодых осадках позволяет датировать соответствующие слои возрастом не позднее 400 000 лет. Расчленить плейстоценовые осадки по какой-либо из имеющихся схем (Hays, 1970; Nigrini, 1971) не представляется возможным из-за отсутствия или крайне редкой встречаемости руководящих видов - *Amphirropalum upsilon*, *Anthocyrtidium angulare*, *Eucyrtidium matuyamai*. Мощность плейстоценовых осадков около 60 м.

Сравнение радиоляриевых ассоциаций западной и восточной частей Тихого океана. Различия в составе одновозрастных неоген-плейстоценовых фаун разных микроорганизмов Западной и Восточной Пацифики отмечались неоднократно (Kennet et al., 1985; Кругликова, 1978, 1981; Крашенинников и др., 1983). Большинство авторов связывают это с разницей в структуре и температуре поверхностных вод.

Миоценовая фауна радиолярий плиты Кокос имеет в целом типично тропический облик, здесь присутствуют все виды-индексы зональной тропической шкалы неогена и многие характерные для миоценовых зональных ассоциаций виды, что и позволяет использовать для расчленения миоценовых отложений скв.495 тропическую зональную шкалу.

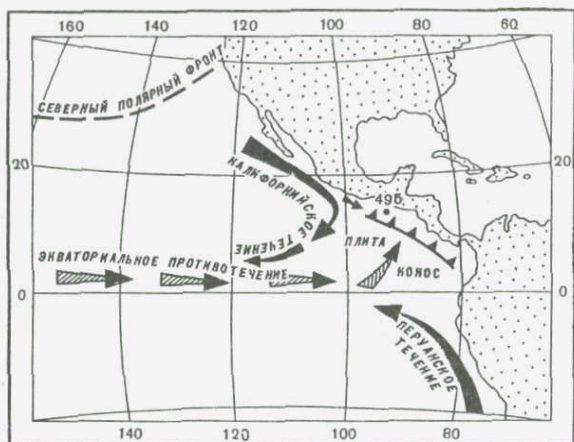


Рис. 1. Расположение скв.495 и основные течения восточной части тропической области Тихого океана

Однако по сравнению с фауной западной и центральной частей Тихого океана (Левыкина, 1982) комплексы из восточной области имеют ряд особенностей как в таксономическом составе, так и в количественном содержании отдельных видов.

В ассоциациях нижнего миоцена восточной части количественно меньшую роль играют зональные виды *Stichocorys delmontensis* и *Stichocorys wolfii*, доминирующие в западных комплексах, редко встречаются спириды (из богатого набора западной части - только *Dorcadospyrus forcipata*), необычно мало экземпляров *Phormostichoartus corona*, что отмечали также М.Вестберг и У.Ридел (Westberg, Riedel, 1982). Наоборот, в нижнемиоценовых комплексах скв.495 встречаются *Lamproscyrtis ex gr. aegles*, *Lychnoductium aff. audax*, *Prunopyle titan*, не обнаруженные в западных и центральных районах. Последний вид более характерен для умеренных и даже бореальных широт. Наряду с этим в зонах *Stichocorys wolfii* и *Calocycletta costata* широко развиты колониальные радиолярии *Collosphaera sp. 1*, *Acrosphaera sp. 1*, что совершенно не типично для одновозрастных ассоциаций Западной и Центральной Пацифики.

Комплексы радиолярий среднего миоцена отличаются несколько меньшим таксономическим разнообразием, чем фауна западных и центральных районов. Обнаружены некоторые виды - *Amphisphaera sp. 1*, *Heliodiscus sp. 1*, не известные в этой области. Вместо доминирующих в среднем миоцене Западной Пацифики *Lithopera bayeri*, *Stichocorys armata*, *Diartus petterssoni*, *Calocycletta costata* начинают преобладать *Carpocanopsis bramletti*, *Calocycletta veneris*, *Liriospyris parkerae*.

Радиолярии верхнего миоцена скв.495 имеют еще большую степень сходства с одновозрастной фауной западных и цент-

ральных районов, чем более древние ассоциации, хотя и уступают им в таксономическом разнообразии. Не обнаружено ни одного вида, не встречающегося на западе тропической области. Эти наблюдения согласуются с выводами Д.Кеннета о фауне планктонных фораминифер. По его данным, в нижнем миоцене фауна Западной и Восточной Пацифики различалась по доминирующим видам, что было связано с разницей в структуре и температуре поверхностных вод, а именно - с существованием на западе более глубокого термоклина, а на востоке - более мелкого (Kennett et al., 1985). Возможно, именно этим определяется присутствие в нижнемиоценовых комплексах Восточной Пацифики некоторых видов радиолярий, по видимому, населявших более глубокие и холодные слои воды - *Prunopyle titan*.

В течение среднего миоцена при закрытии Индонезийского пролива и прекращении поверхностной циркуляции между Тихим и Индийским океанами возникла экваториальная система подводных течений в Пацифике и произошло усиление круговой циркуляции вод (Andel van et al., 1975), в результате чего сформировалась единая средне-верхнемиоценовая фауна радиолярий тропического пояса Тихого океана.

Ассоциации плиоценовых радиолярий из скв.495 сильнее отличаются от обычных тропических комплексов, чем все более древние ассоциации. Фауна таксономически разнообразна и количественно богата. Обычные в западных районах Пацифики виды-индексы плиоценовых зон *Spongaster penas* и *Pterocanium prismatium* здесь чрезвычайно редки. Зато в большом количестве присутствует вид-индекс субтропического плиоцена - *Lamprocyrtis heteroporos*.

При отсутствии характерных тропических элементов *Euchitonina elegans*, *Rhizosphaera arcadophorum*, *R. medianum*, *Amphispyris reticulata*, *Pterocanium prismatium* и других большое значение приобретают виды широкого тропического и субтропического распространения *Spongocore puella*, *Axoprunum angelinum*, *Eucyrtidium calvertense*, *Dyplocyclas davisiana*, *D. cornuta*, *Lamprocyrtis aff. maritalis*, *Anthocyrtidium ophirensense*, *Artostrobium auritus australis*. Фауна отличается обилием сфероидей, дискоидей и представителей нескольких родов циртид - *Anthocyrtidium*, *Carrosanopsis*, *Lamprocyclas*, *Pterocorys*, что не характерно для западных районов. То же самое отмечала и С.Б.Кругликова в 54-м рейсе "Гломар Челленджера" (скв.420, 425, 427) (Крашенинников и др., 1983). Необычно много экземпляров *Theocorythium vetulum* (при невысоком содержании *T. trachelium*).

Плейстоценовая фауна радиолярий в скв.495 также заметно отличается от таковой Западной и Центральной Пацифики. Здесь практически нет *Amphirropalum upsilon*, *Lithopera bacca*, *Theocorythium trachelium*, *Pterocorys hertwigii*, реже встречается *Didymocyrtis tetrathalamus*. Большую роль играет *Lamprocyclas nigrinia*, редкий в западных районах плейстоценовый вид-индекс У.Ридела и А.Санфилиппо (Riedel, Sanfilippo, 1978). Много видов рода *Carrosanopsis* - *C. obliqua*, *C. nigrinia*, а также *Lamprocyrtis maritalis ventricosa*, *Acrosphaera murroyana*, *Artostrobium auritus australis*, *Pterocorys minithorax*, что совершенно не характерно

для западной и центральной частей Тихого океана.

По своему таксономическому составу плиоцен-плейстоценовая фауна радиолярий скв.495 очень сходна с одновозрастными комплексами поднятий Шатского и особенно Хесса (скв.47, 305, 310). Такое сходство фауны из тропической области близ побережья Северо-Американского континента и ассоциации из субтропической области открытого океана, конечно, нуждается в объяснении.

Тропические воды восточной части Тихого океана вообще несколько холоднее вод западных районов из-за влияния холодных Калифорнийского и Перуанского течений. Экваториальное противотечение поставляет более теплые и соленые воды из Западной в Восточную Пацифику, но это противотечение располагается вдоль экватора примерно от 0° до 8° с.ш. (Wurtki, 1966). В плиоцен-плейстоценовое время из-за усиления интенсивности Калифорнийского течения его влияние, по-видимому, сильнее сказывалось на радиоляриевой фауне этого района, расположенного на 12° севернее экватора (см. рис.1).

Возможно, состав фауны с обилием видов, предпочитающих умеренно теплые воды, а также циртид, массовое присутствие которых свидетельствует об относительном понижении температуры воды, объясняется наличием в данном районе прибрежного плиоцен-плейстоценового апвеллинга.

Аналогичное мнение высказано К.Шрамм (Shramm, 1985). Она указывает, что обилие *Dyplocyclas davisiana*, *Artostrobium auritus australis*, *Pterocorys minithorax* и устойчивых к растворению толстостенных населярий (плиоцен-плейстоценовые осадки скв.495) свидетельствует о наличии апвеллинга.

ЛИТЕРАТУРА

- Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской спрединговой зоны по планктонным микроорганизмам//Вопр.микрорпалеонтологии. 1983.№26.С.94-184.
- Кругликова С.Б. Радиолярии в отложениях восточной части тропической зоны Тихого океана (по материалам 8-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев")//Морская микрорпалеонтология. Диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты, фораминиферы и известковый наннопланктон. М.: Наука, 1978.С.73-82.
- Кругликова С.Б. Некоторые черты экологии и распространения современных и кайнозойских радиолярий//Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981.С.118-139.
- Левыкина И.Е. Стратиграфия неогеновых отложений тропической области Тихого океана по радиоляриям//Изв.АН СССР. Сер.геол.1982.№1.С.37-49.
- Andel van T.H., Heath G.R., Moore T.C. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean//Geol.Soc.Amer.Mem.1975.N143.P.1-127.
- Hays J. Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in North Pacific Deep-Sea sediments//Geol.Soc.Amer.Bull. 1970.N126.P.183-218.

- Holdsworth B.K. Cenozoic Radiolaria biostratigraphy: Leg 30, tropical and equatorial Pacific//Init.Rep.DSDP. 1975.Vol.30.P.499-537.
- Johnson D.A. Cenozoic radiolarians from the Central Pacific, DSDP, Leg 33//Ibid. 1976.Vol.33.P.425-437.
- Kennett J.P., Keller G., Shrinivasan M.S. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region//Geol.Soc.Amer. Bull.1985.N63.P.3-50.
- Kling S.A. Radiolaria: Leg 6 of the Deep Sea Drilling Project//Init.Rep.DSDP.1971.Vol.6.P.1064-1117.
- Kling S.A. Radiolarians from the Mariana trough and trench region, Deep Sea Drilling Project, Leg 60//Ibid. 1982. Vol.60.P.537-555.
- Moore T.C. Radiolaria: Leg 8. Deep Sea Drilling Project// Init.Rep.DSDP.1972.Vol.8.P.727-740.
- Müzylov N.G. Nannoplankton stratigraphy of Leg 67 Drill Sites//Init.Rep.DSDP.1982.Vol.67.P.383-399.
- Nigrini C.A. Radiolaria from eastern tropical Pacific sediments//Micropaleontology. 1971.Vol.14 N1.P.51-63.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Cenozoic radiolaria from the western tropical Pacific, Leg 7//Init.Rep.DSDP. 1971. Vol.7.P.1529-1672.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians//Micropaleontology. 1978.Vol.24,N1.P.91-96.
- Riedel W.R., Westberg M.J. Neogene radiolarians from the eastern tropical Pacific and Caribbean, Deep Sea Drilling Project, Leg 68//Init.Rep.DSDP.1982.Vol.68.P.289-300.
- Shramm C.T. Implications of radiolarian assemblages for the late quaternary paleoceanography of the eastern tropical Pacific//Quatern.Res. 1985.N24.P.204-218.
- Westberg M.J., Riedel W.R. Radiolarians from the Mid-America trench off Guatemala, DSDP, Leg 67//Init.Rep.DSDP. 1982.Vol.67.P.401-424.
- Wyrski K. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean//Annu.Rev.Oceanogr.Mar.Biol.1966.Vol.4.P.33-68.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

С.Б.Кругликова

По материалам 31-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" впервые получены сведения о распределении радиолярий в четвертичных отложениях глубоководных котловин Атлантического океана. Радиолярии исследовались в осадках, поднятых во время работ на полигонах I, II и III в котловинах Зеленого Мыса, Бразильской и Капской соответственно (рис.1).

Для изучения радиолярий, численность которых в осадках Атлантики относительно мала, проводилась специальная обработка. Пробы осадка весом 5-7 г кипятились в дистиллированной воде с пергидролом, а затем промывались через металлическое сито с размером ячеек 0,04 мм. Оставшаяся часть, обогащенная радиоляриями, высушивалась и заключалась в постоянные препараты с канадским бальзамом.

Из опубликованных данных (Johnson, 1977; Petrushevskaya, Kozlova, 1972) известно, что отложения, вскрытые бурением б/с "Гломар Челленджер" наиболее близко к району исследования на полигоне 1 в котловине Зеленого Мыса, кремневых остатков в плейстоценовой части разреза не содержали (скв. 139-141). Лишь в скв.361 (обр.361-1СС) в Капской впадине встречены редкие экземпляры радиолярий. Это позволило определить возраст как позднеплейстоценовый (более 0,4 млн лет) (Moore, Pisias, 1978).

Полигон I (котловина Зеленого Мыса). На полигоне 1 в котловине Зеленого Мыса на ст.2825, 2827 и 2828 трубкой ТБД подняты три колонки осадков. Данные по литологии осадков, поднятых во время работ на полигонах I, II, III а приводятся по Е.М.Емельянову.

К о л о н к а с т. 2825 (14°17'с.ш., 32°36'з.д.). Длина колонки 525 см. Осадки представлены красными глинами, переслаивающимися с слабоизвестковыми и известковыми турбидитами. Радиолярии изучены из 25 образцов. Обильная и разнообразная фауна радиолярий встречается в большей части разреза, за исключением интервалов от обр.275 см до обр.160 см и от обр.50 см до верха колонки, где радиолярии единичны или отсутствуют, а видовой набор очень ограничен.

В соответствии с таксономическим составом радиолярий и с учетом литологических границ колонка четко подразделяется на семь горизонтов, см (II и III могут быть подразделены и на более дробные единицы): I - 0-6, II - 6-65, III - 65-205, IV - 205-298, V - 298-402, VI - 402-505, VII - 505-525.

В целом ассоциация радиолярий представлена фауной переходного типа от тропической к бореальной. Здесь присутствуют *Ommatartus tetrathalamus*, *Lithopera bacca*, *Euchitonia mulleri*, *Pterocanium praetextum praetextum*, *P. praetextum eucolpum*, *Stylocdictya tenuispina*, *Botryocyrtis scutum*, *Spongaster tetras tetras*, *S. tetras irregularis*, *Lithomit-*

ra arachea, *Artostrobos annulatus*, *Artostrobium botryicyrtum*.

Весьма значительное количество видов-космополитов, присутствие во многих прослоях видов, совместное нахождение которых более характерно для ассоциаций прибрежных районов, а также неритических диатомей (например, *Istmia nervosa*) свидетельствуют о притоке в определенные моменты осадконакопления холодных глубинных вод Канарского течения. Под воздействием этого течения формировались более холодноводные ассоциации радиолярий, чем это свойственно тропическим комплексам на широте полигона.

В верхней части разреза влияние холодных глубинных вод постепенно становится менее выраженным (особенно заметно в интервале 85-0 см). Выше 60 см в комплексе радиолярий практически отсутствуют холодноводные виды-космополиты, однако при этом резко уменьшается численность и разнообразие радиолярий.

Данные о распределении в толще отложений таксонов радиолярий высокого ранга подтвердили возможность получения экспресс-информации о характере палеоклиматических флуктуаций.

Палеоклиматическая (палеотемпературная) кривая, рассчитанная по содержанию *Cyrtida* для колонки ст.2825, приведена на рис.2. Для средней части колонки палеотемпературная кривая не определялась из-за низкой численности радиолярий.

Ход кривой соответствует характеру изменений общего состава радиолярий: осадки самой нижней (горизонт УП) и верхней (горизонт П) частей колонки накапливались в наиболее тепловодных условиях. Минимумы палеоклиматической кривой отвечают ассоциациям радиолярий с наибольшим числом холодноводных видов и видов-космополитов, максимальная численность которых в осадках всех широт приурочена к холодноводным районам океанов.

Возраст базальных слоев колонки ст.2825 можно определить как плиоцен(?) -четвертичный. Поскольку виды-индикаторы возраста присутствуют в единичных экземплярах, допустимо предположение, что плиоценовые формы *Theocorythium aff. vetulum*, *Spongaster berminghami*, *Cromyechinus robusta*, *Artostrobos praetabulatus*, *Diplocyclas aff. akitaensis*, *Lamprocyclus hannai*, *Perichlamydidium sp. Q* *Petrushevskaya*, *Ommatartus avitus* переотложены в плейстоценовые осадки. Правомочность такого предположения подтверждают находки кокколитины *Discoaster brouweri* в интервале от обр.525 см до обр.320 см, возраст которого на основании последних находок силикофлагелляты *Mesocens elliptica* может быть датирован 0,73-0,79 млн лет.

Самый верхний горизонт осадков (0-6 см) следует относить к радиоляриевой зоне *Zuccinosphaera invaginata*, нижняя ее граница датируется не древнее 200 тыс.лет. Отложения в интервале 320-6 см относятся к радиоляриевым зонам *Amphirrhopalum upsilon-Collosphaera tuberosa*. Граница между ними не установлена из-за малочисленности радиолярий в средней части колонки.

Помимо радиолярий, в осадках колонки ст.2825 присутствуют диатомей, фораминиферы, карбонатный наннопланктон,

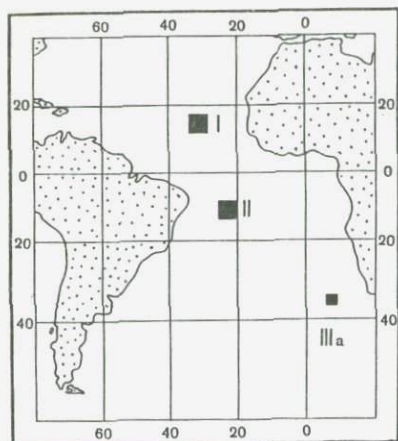


Рис. 1 Районы исследования котловины: I - Зеленого мыса, II - Бразильская, IIIa - Капская

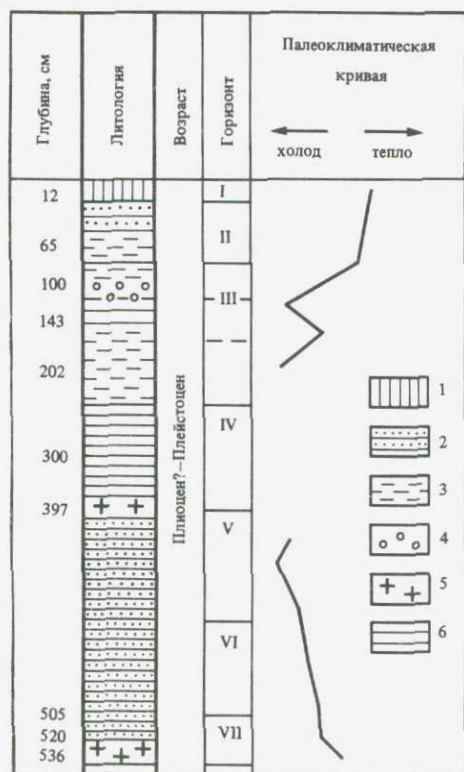


Рис. 2. Стратиграфия и палеоклиматическая кривая, полученные для отложений ст. 2825
 1 - песчано-алевритовые прослой терригенных осадков; 2-6 - илы: 2 - слабоизвестковистый с кокколитами, 3 - терригенный, 4 - диатомовый, 5 - фораминиферовый, 6 - слабоизвестковистый с фораминиферами

спикулы губок, силикофлягелляты и изредка ихтиолиты.

К о л о н к а с т. 2827. Осадки представлены красными глинами, переслаивающимися с слабоизвестковистыми и известковистыми турбидитами. Предварительное изучение радиолярий позволило установить, что лишь отдельные прослои вмещают значительное количество радиолярий. Отложения выше интервала 110-120 см содержат более тепловодную фауну, чем осадки ниже этой границы. В нижней части колонки присутствует заметное количество относительно более холодноводных видов, связанных в своем происхождении с холодными глубинными водами (как и в колонке ст.2825). Выше слоя 110 см численность этих видов резко сокращается, однако присутствует значительное число экземпляров *Arachnocorallium calcata*, *Peridium sp.*, *Trisulcus aff. triacanthus* и др. Одновременное нахождение их более характерно для ассоциаций прибрежных районов. Колонкой ст.2827 вскрыты плейстоценовые отложения. От ее основания до слоя 73 см постоянно присутствуют переотложенные миоцен-плиоценовые формы кокколитин.

Присутствие единичных экземпляров силикофлягелляты *Mesosena elliptica* в обр.266 см позволяет оценить возраст осадков в 0,73-0,79 млн лет, а находка радиолярий *Ahorpinum angelinum* в обр.110 см свидетельствует о возрасте не менее 0,4 млн лет. Возраст осадков выше образца 14-15 см установить не удалось из-за отсутствия радиолярий.

Как и в осадках колонки ст.2825, помимо радиолярий, присутствуют диатомеи, силикофлягелляты, карбонатный наннопланктон, спикулы губок и ихтиолиты.

К о л о н к а с т. 2828 (17°12'с.ш., 32°07'в.д.). Длина колонки 336 см. Осадки представлены слабоизвестковистыми глинами коричневого цвета. Глина плотная, вязкая. Радиолярии изучены из 24 образцов, однако присутствуют лишь в слое 0-8 см. Радиолярии многочисленны в обр.0-1 см, глубже - единичны.

По составу комплекс поверхностного слоя - типичный тропический, что существенно отличает его от ассоциаций радиолярий в колонках ст.2825 и 2827. Значительное количество колониальных спумеллярий свидетельствует об ослабленной циркуляции за время накопления этого слоя: массовые скопления колониальных спумеллярий характерны в донных отложениях океанов для районов, граничащих с халистазами. Преобладание в ассоциации радиолярий обр.0-1 см всего двух видов радиолярий (*Tetrapyle quadriloba group*, *Solenosphaera pandora*), по-видимому, говорит об избирательной сохранности этих видов и аномальных условиях захоронения. Об этом же свидетельствует постоянное присутствие ихтиолитов (практически по всей длине колонки), накопление которых характерно для районов с минимальными темпами осадконакопления.

Возраст поверхностного слоя осадков колонки - плиоцен(?) - плейстоцен.

Полигон П (Бразильская котловина). Наиболее близко к полигону П находится скв.355, вскрытая б/с "Гломар Челленджер". По мнению авторов (Perch-Nielsen, Supko, 1977), эта часть Атлантики была областью высокой продуктивности

и накопления кремнистых осадков лишь в эоцене. С тех пор накопления этих осадков не происходило. В вышележащей части разреза скв.355 (от керна 4 до керна 15) радиолярии — единственные ископаемые, но сохранность их плоха и указывает на ремобилизацию кремнезема. Четвертичные осадки содержат незначительное количество радиолярий и по фауне радиолярий не стратифицируются.

На полигоне II на ст.2842 и 2853 трубками РТ и ТБД были подняты две колонки осадков.

К о л о н к а с т. 2842 ($11^{\circ}34'$ ю.ш., $24^{\circ}09'$ з.д.). Длина колонки 68 см. Она сложена плотными гидротермальными железисто-марганцевистыми высококарбонатными осадками, содержащими большое количество кокколитов. Обработка осадка соляной кислотой позволила получить обогащенные скелетами радиолярий пробы, тем не менее содержащие их в единичных экземплярах.

Радиолярии изучены из девяти проб. Результаты предварительных исследований позволяют считать, что отложения имеют четвертичный возраст. В низах колонки присутствуют типично тропические *Teurapyle quadriloba*, *Eucyrtidium acuminatum*, *Ommatartus* sp., *Pterocorys zancleus*.

Присутствие *Ceratolitus cristatus* (нанопланктон) до уровня 35 см подтверждает четвертичный возраст осадков. Следует отметить находки единичных переотложенных экземпляров *Discoaster brouweri*, характерного для миоцена-плиоцена.

К о л о н к а с т. 2853 ($11^{\circ}46'$ с.ш., $24^{\circ}37'$ з.д.). Длина колонки 395 см. Она сложена вязкими красными глинами. Верхний жидкий слой утерян при отборе колонки. Исследовано семь образцов. Осадки содержат единичные скелеты радиолярий, спикулы губок, раковины фораминифер, кокколиты и ихтиолиты. Присутствие *Sethoconus dogieli*, *Hexaconitium* sp., *Stylodictya* aff. *validispina*, *Pterocorys hirundo*, *Tetrapyle quadriloba* свидетельствует о плиоцен-четвертичном возрасте осадков.

Полигон Ша Капская котловина. Наиболее близко к полигону Ша б/с "Гломар Челленджер" пробурены скв.360 и 361. Керна первой из этих скважин содержали редкие радиолярии, позволившие предположительно датировать возраст отложений как поздний миоцен, в кернах второй скважины кайнозойские радиолярии отсутствовали.

НИС "Дмитрий Менделеев" на полигоне Ша (см. рис.1) на ст.2857, 2859, 2873 трубками ТБД и ПТ подняты три колонки осадков.

К о л о н к а с т. 2857 ($35^{\circ}31'$ с.ш., $02^{\circ}37'$ в.д.). Колонка длиной 595 см включает окисленные слабоизвестковистые пелагические терригенные илы. Осадки содержат богатую по численности и разнообразию фауну радиолярий. Выбрана нами в качестве опорной. Радиолярии изучены в 27 образцах.

Ассоциация радиолярий представлена фауной переходного от тропического к антарктическому составу. Здесь присутствуют типично тропические виды радиолярий: *Peromelissa phalacra*, *Theocorythium trachelium*, *Botryocyrtis scutum*, *Spongocore puella*, *Amphirhopalum ypsilon*, *Pterocorys cranoides*, *Heliodiscus asteriscus*, *Lamprocyclas ventricosa*;

виды-космополиты: *Lithomitra arachnea*, *Artostrobos annulatus*, *Diplocyclas davisiana*, *Pseudodictyophimus gracilipes*; bipolarные виды: *Peripyramis circumtexta*, *Cromyechinus borealis*, *Echinomma delicatulum*, *Tricolopsa papillosa*. Во многих прослоях присутствуют эндемики Антарктики - *Saccospyris antarctica*, *S. conitorax*, *Lithelius nautiloides*. Соотношение между тепловодной и холодноводной ассоциациями радиолярий неоднократно меняется по разрезу, указывая на изменения биомической обстановки за время накопления осадков. В той же мере меняется обилие радиолярий, их разнообразие и сохранность.

В соответствии с таксономическим составом радиолярий и литологией осадков четко выделяются восемь горизонтов, см: I - 0-14, II - 14-70, III - 70-150, IV - 150-230, V - 230-415, VI - 415-455, VII - 455-555, VIII - 555-595. Горизонт I (0-14 см) выделен исключительно на основании изменений в составе фауны радиолярий в пределах единой литологической толщи 0-70 см.

Отложения горизонтов II, IV, VI, VII содержат разнообразную и хорошей сохранности фауну радиолярий. Горизонты III, V, VIII отличаются значительно более бедными радиоляриями в отношении численности и видового состава. Во многих случаях скелеты радиолярий несут признаки растворения.

Судя по предварительному изучению радиолярий ст.2857 присутствие видов-эндемиков Антарктики более характерно для нижней и средней частей колонки: выше 225 см *Saccospyris antarctica* почти не встречается.

Данные по распределению таксонов радиолярий высокого ранга положены в основу палеоклиматической кривой для отложений этой колонки (рис.3). Отсутствие радиолярий в обр. 300 см не позволило рассчитать кривую для этого интервала.

В соответствии с составом радиолярий, по-видимому, можно сделать выводы об отсутствии верхнечетвертичных отложений. Предварительный характер вывода обусловлен тем, что стратиграфические схемы (Chen, 1975; Petrushevskaya, 1974; Riedel, Sanfilippo, 1971; Weaver, 1976) должны быть модифицированы для этого района, так как полигон находился в зоне смешения субтропических вод и поступающей сюда глубинной антарктической воды. На основании существующих схем можно предположить, что колонкой вскрыты ранне-среднеплейстоценовые-плиоценовые отложения. Присутствие *Lamprocyclas heteroporos*, *Perichlamydium* sp., *Theocorythium* aff. *vetulum* позволяет провести границу плиоценовых и позднеплейстоценовых отложений в верхней части колонки, вероятно, свидетельствует о существовании сильных придонных течений.

К о л о н к а с т. 2859 (35°28'с.ш., 02°37'в.д.). Длина колонки 366 см. Осадки представлены в верхней части (0-17 см) кокколито-терригенным илом, ниже - пелагическими слабоизвестковыми терригенными илами светло-коричневого цвета. Радиолярии изучены из 11 образцов. Многочисленные экземпляры средней сохранности обнаружены лишь в верхней части разреза. Ниже 50 см радиолярии не найдены.

Присутствие в слое 0-6 см многочисленных *Theocorythium*

aff. vetulum, Th. trachelium trachelium atyp., Lamprocyc-
 las heteroporos, Clathrocycclas bicornis позволяет считать
 возраст этого слоя поздним плиоценом. По-видимому, биоген-
 ное осадконакопление в районе ст.2859 имело место лишь в
 течение короткого интервала позднеплиоценового времени.

Очевидно, именно условиям среды, при которых продуктив-
 ность микропланктона была ничтожна или они не сохранились
 в осадках, отвечает накопление по всей "абиогенной" части
 колонки глубже 50 см многочисленных марганцевых микрокон-
 крций и единичных ихтиолитов.

Фауна радиолярий более тепловодна по составу, чем опи-
 санная для ст.2857.

К о л о н к а с т . 2873 (35°48'с.ш., 02°54'в.д.).
 Колонка получена трубкой ПТ. Осадки представлены слабоиз-
 вестковистыми терригенными илами (0-15 см); глубже залега-
 ют глины светло-коричневого цвета. Длина ее 145 см. Радио-
 лярии изучены из шести образцов. Наиболее многочисленны
 скелеты радиолярий в верхнем слое - 0-6 см. По составу
 фауна более тепловодна, чем на ст.2857 и 2859, хотя и при-
 сутствуют ряд видов-космополитов и даже единичные антарк-
 тические виды. Предполагаемый возраст осадков судя по при-
 сутствию Amphirrhopalum upsilon с тремя кольцами до раз-
 вилки скелета, Lamprocycclas aff. heteroporos, Theocorythium
 vetulum - ранний плейстоцен.

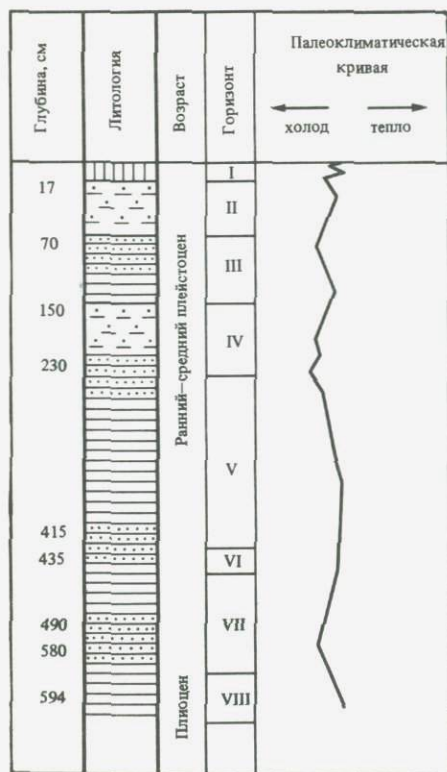


Рис. 3. Стратиграфия и палеоклиматическая кривая, полученные для отложений ст.2857
 Условные обозначения см. на рис. 2

Таким образом, кратко формулируя изложенное, можно сказать:

1. Радиолярии были наиболее представительной группой микроскопаемых в отложениях, вскрытых колонками НИС "Дмитрий Менделеев" в глубоководных котловинах Атлантики. Они позволили получить сведения о возрасте осадков и условиях их накопления.

2. Радиолярии указывают на существенное влияние холодного Канарского течения на биогенное кремненакопление в котловине Зеленого Мыса. Это влияние заметно ослабевает в самом позднем плейстоцене.

3. В Бразильской котловине радиолярии осадкообразующего значения в четвертичное время не имели из-за низкой продуктивности кремневых организмов и быстрой ремобилизации кремнезема в процессе диагенеза.

4. В Капской котловине радиолярии указывают на существенный приток антарктических вод и отсутствие биогенного кремненакопления в позднем (среднем?) плейстоцене.

5. В процессе обработки материала подтверждена возможность получения экспресс-информации для палеоэкологических реконструкций на основании изучения таксонов радиолярий высокого ранга.

ЛИТЕРАТУРА

- Chen P.H. Antarctic radiolaria//Init.Rep.DSDP.1975.Vol.28. P.437-514.
- Johnson D. Cenozoic radiolaria from the eastern tropical Atlantic, DSDP Leg 41//Ibid.1977.Vol.41.P.763-790.
- Moore T., Pisias N. Cenozoic radiolarians from Deep Sea Drilling Project Leg 40//Ibid.1978.Vol.40.P.845-856.
- Perch-Nielsen K., Supko P.P. Site 355//Ibid.1977.Vol.39. P.101-140.
- Petrushevskaya M.G. Cenozoic radiolarians of the Antarctic, Leg 29//Ibid.1974.Vol.29.P.541-676.
- Petrushevskaya M.G., Kozlova G.E. Radiolaria; Leg 14, Deep Sea Drilling Project//Ibid.1972.Vol.14.P.495-648.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Radiolaria//Ibid.1971.Vol.7. P.1529-1672.
- Weaver F.M. Antarctic radiolaria from the south-east Pacific basin Deep Sea Drilling Project, Leg 35//Ibid.1976. Vol.35.P.569-603.

РАДИОЛЯРИИ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДА И ТИТОН-НЕОКОМА АЛЬПИЙСКОЙ ЗОНЫ СССР (МАЛЫЙ КAVKAZ)

В.С.Вишневская

Келловей-оксфордские отложения, обогащенные скелетами радиолярий, выходят на дневную поверхность в восточной части Малого Кавказа в ядрах Лачинской, Карабахской, Сузулукской и Мровдагской антиклиналей. Это преимущественно кремнистые, вулканогенно-кремнистые и реже - карбонатные образования. Они охарактеризованы фауной аммонитов: *Ptychophylloceras mediterraneum* Neum., *P. cuphyllum* Neum., *Neoticoceras lunula* (Ziet.), *N. lunuloides* Kil. и др. Перекрываются образования известняками верхнего оксфорда-кимериджа (Геология СССР..., 1972; Гасанов, 1985). В верхних частях вулканогенно-кремнистые образования келловей-оксфорда содержат прослои или пачки чистых яшм и кремней. Мощность прослоев не превышает 5-12 см, пачек - 7-15 м, реже до 30 м. Литологически яшмы и кремни представлены радиоляритами, спонголит-радиоляритами, спонголитами, обычно со значительной примесью туфогенного витрокристаллокластического материала андезит-базальтового состава. Скелеты радиолярий сложены кварц-халцедоном, иногда замещены хлоритом, шамозитом, реже кальцитом.

Путем химической отмычки в плавиковой кислоте из кремней и яшм выделен комплекс радиолярий: *Staurosphaera gracilis*, *Perispyridium alinchakence*, *Triactoma tithonianum*, *Tripodictya elegantissima*, *Amphibrachium diminutum*, *Paronaella* aff. *exotica*, *P. ewingi*, *Rhopalastrum crevolense*, *Rh. aff. nudum*, *Rh. cf. processum*, *Rh. contractum*, *Rh. proavatum*, *Cyclastrum paenorbis*, *Histiastrum amurense*, *Hagiastrum* cf. *plenum*, *Archaeospongoprunum imlai*, *Tetracapsa jucunda*, *Hsuum* aff. *maxwelli*, *H. cf. stanleyensis*, *Archaeodictyomitra rigida*, *Eusyringium anglisi*, *E. macroporum*, *E. triviale*, *E. cf. musulevi*, *Theosyringium amalia*, *Lithocampe cretacea*, *L. exaltata*, *L. cf. sichotica*, *Parvicingula boesii*, *L. terniseriata*, *Mirifusus mediodilatata*, *Stichophormis depressa*, *Obesacapsula* aff. *morrenoensis*, *Stichocapsa Petzholdti*. В самых верхах кремнистой пачки появляется *Parvicingula altissima*.

Диагностические признаки комплекса: количественное преобладание теко- и карпосфер, обязательное присутствие разнообразных плоских дискоидей с двумя-тремя и четырьмя отростками, равномерно утолщенными к концам или снабженными шаровидными утолщениями, наличие многосегментных населяющих шаровидных утолщений, наличие многосегментных населяющих шаровидных утолщений, наличие многосегментных населяющих шаровидных утолщений, наличие многосегментных населяющих шаровидных утолщений.

Руководящими формами комплекса являются: *Perispyridium alinchakence*, *Mirifusus mediodilatata*, *Parvicingula altissima*, *Eusyringium anglisi*, *Hsuum maxwelli*.

В морфолого-экологическом отношении обращает на себя

внимание ажурность скелетов и максимальный размер в горизонтальной плоскости. Предлагалось именовать данный комплекс радиолярий каравульским (по географической местности г. Каравул), где он наиболее полно представлен (Вишневская, 1984). Находка столь богатой фауны радиолярий в отложениях келловей-оксфорда Малого Кавказа интересна тем, что она является практически единственной для тропической области альпийского пояса СССР, точно привязанной к аммонитовым зонам юры. Научное использование ее дает возможность более определенно толковать возраст радиоляритов офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа, датируемых в настоящее время в очень широком диапазоне (Жамойда и др., 1976), а также их происхождение.

Титон-неокомские отложения с многочисленными остатками радиолярий слагают крылья Сусузлукской, Карабахской и Лачинской антиклиналей складчатого пояса Малого Кавказа. Они охарактеризованы разнообразной фауной аммонитов и их аптихов: *Punctaptychus punctatus* Voltz., *P. punctatus longa* Trouth., *P. cinctus* Trouth., *P. lamellosus* Quenst., *Beria-sella pauyannei* (Pom.), *Lamelaptychus lamellosus* (Park.), *L. mortilleti* (Pict. et Lor.), *L. angulocostatus* Trouth., *L. angulocostatus symphysocostatus* Trouth., *L. angulocostatus rotundata* Rhal.; *L. noricus* (Wkl.) (Алиев и др., 1966; Гасанов, 1985; Халилов и др., 1974). Радиолярии рассеяны по всей толще, а в изобилии обнаружены в кремнях и кремнистых стяжениях, залегающих в верхней части (300 м) карбонатной толщи титон-неокома, перекрытой с несогласием в основании терригенами альб-сеномана (Книппер, 1975). Из кремней и кремнистых известняков, литологически представленных преимущественно спонголит-радиоляритами, определены радиолярии: *Saturnalis amissus*, *Triactomma tithonianum*, *Staurosphaera gracilis*, *Cecrops septemporatus*, *Conosphaera sphaeroconus*, *Cenodiscaella nummulitica*, *Amphymentium lanceolatum*, *Amphibrachium* aff. *petersoni*, *Rhopalastrum retusum*, *R. dilatatum*, *R. cf. paenorbis*, *Chitonastrum tricuspidatum*, *Dictyastrum neocomiense*, *D. aff. singulare*, *D. tenuis*, *Histiastrum valanginica*, *Dictyomitra alievi*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *Eusyngium affine*, *E. cf. musulevi*, *Eucyrtis tenuis*, *Theosyngium proboscideum*, *Lithoscampe cf. elegantissima*, *Mirifusus mediodilatata*, *Sethocapsa trachiostraca*, *Stichocapsa conosphaeroides*, *Xitus spicularia*.

Отличительные особенности комплекса: обилие коносфер, широкое развитие разнообразных дискоидей с расщепляющимися на концах или армированными шипами отростками, наличие струйчатых диктиомитр и бугорчатых стихокапс. Из морфолого-экологических особенностей выделяются игловатость (шиповатость) и бугорчатость форм. Наиболее разнообразно комплекс представлен в разрезе г. Сусузлук (соответственно сусузлукский комплекс). Находки титон-неокомских радиолярий не являются неожиданными. В разрезе г. Сусузлук единичные остатки диктиомитр и ценосфер были давно обнаружены в отложениях валанжина. Также отмечалась обогащенность скелетами радиолярий отложений титон-валанжина Карабахской антиклинали (Алиев и др., 1966; Книппер, 1975).

Келловей-оксфордский и титон-неокомский комплексы радиолярий нельзя считать обособленными. Главная часть родственных форм была найдена в радиоляритах Севано-Акеринской офиолитовой зоны (Вишневская, 1975; 1984). Каравульский и сусузлухский комплексы несколько беднее встреченных в офиолитовых разрезах, но тем не менее близость их по систематическому составу и морфологической характеристике несомненна. Практически все встреченные виды близки или родственны найденным в юрско-неокомских отложениях Средиземноморского альпийского пояса и Тихоокеанского кольца.

Находка в пределах альпийской зоны СССР радиолярий, строго привязанных к аммонитовым горизонтам юры-нижнего мела приобретает особое значение в свете новейших исследований пород дна океанов, поскольку расширяет наши знания о мезозойских ассоциациях радиолярий континентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев М.М., Алиев О.Б., Алиулла Х. К стратиграфии меловых отложений верховьев р.Тутхун (Малый Кавказ)//Докл. АН АзССР. 1966.Т.22, № 12.С.37-41.
- Вишневская В.С. О возрасте радиоляритов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа//Докл.АН СССР. 1975.Т.224, №6. С.1381-1383.
- Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984.120с.
- Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. 240с.
- Геология СССР. Т.47. Азербайджанская ССР. М.: Недра,1972. 520с.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1976.№2.С.156-160.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области//Тр.ГИН АН СССР.1975.Вып.267.208с.
- Халилов А.Г. и др. Нижний мел юго-восточного окончания Малого Кавказа (стратиграфия и палеогеография). Баку: Элм, 1974.183с.

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО МЕЛА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

И.З.Котова

В Южной Атлантике нижнемеловые отложения вскрыты рядом скважин Проекта глубоководного бурения - скв.327, 330, 511 в пределах банки Мориса Юинга и скв.361 в Капской впадине. В предлагаемой статье изложены результаты палинологического изучения нижнемеловых отложений скв.361 (35°03,37' ю.ш., 15°26,91' в.д.) в Капской впадине и проведено сопоставление с палинокомплексами в скв.511 (51°00,28' ю.ш., 46°58,30' в.д.) на Фолклендском плато. Образцы осадков были любезно предоставлены руководством Проекта глубоководного бурения (США), в связи с чем автор выражает свою благодарность.

Палинологическое изучение мезозойских отложений скв. 511 ранее было выполнено автором данной статьи, в результате чего были выделены верхнеюрский, неоком-аптский и нижнеальбский комплексы (Kotova, 1983). В нижнемеловых отложениях этой скважины по фораминиферам и аммонитам установлены баррем-апт и альб. Однако планктонные фораминиферы и аммониты редки и бедны по систематическому составу в нижней части нижнего мела и возраст этих слоев как баррем-аптский определен условно. Наиболее достоверно датирован возраст альбских отложений, содержащих разнообразные планктонные фораминиферы и аммониты (Крашенинников, Басов, 1985; Jeletzky, 1983; Krashennnikov, Basov, 1983).

Скв.361 пробурена в Капской впадине до глубины 1314 м (рисунок). Нижнемеловые отложения в интервале 905,5-1314,0 м представлены темно-серыми, зеленоватыми и черными аргиллитами. Большая нижняя часть их по наннопланктону отнесена к нижнему апту (зона *Chiastozygus litterarius*), верхняя часть по появлению *Parhabdolithus angustus* определяется верхним аптом-нижним альбом. Предварительные результаты палинологического изучения этих отложений опубликованы в 40-м томе Проекта глубоководного бурения (Davey, 1978; Mc Lachlane, Pieterse, 1978).

Более детальное изучение спор и пыльцы не противоречит выводу об апт-альбском возрасте нижнемелового интервала, но вместе с тем позволяет нам довольно четко провести границу между аптом и альбом. Выделено два палинокомплекса (таблица).

Аптский комплекс приурочен к интервалу 1005-1275 м (керны 47-28). В комплексе преобладает пыльца голосеменных растений с доминирующей ролью пыльцы *Classorollis*. Обычны такие типичные для нижнемеловых комплексов Аргентины и Фолклендского плато виды, как *Cyclusphaera psilata*, *C. patagonica*, *Bisacado* sp. A, *Inaperturopollenites limbatus*, *Monosaccites* sp. 2, *Araucariacites australis*. Постоянно в небольшом количестве присутствует пыльца двух-

Содержание основных таксонов спор и пыльцы в скв.361
(Капская впадина), %

Возраст по палинологическим данным	Апт	Нижний альб
Номера кернов (количество образцов)	с47 по 28 (30)	27 (2)
Интервал, м	1005,0-1276,0	953,0-962,5
Споры, %	2,5-14,0	26,5-27,5
Пыльца голосеменных, %	83,5-97,0	72,5-73,5
Пыльца покрытосеменных, %	0-2,5	0-ед
<i>Appendicisporites potomacensis</i> Brenner	0-ед	-
<i>Appendicisporites</i> sp.	"	-
<i>Heliosporites baculatus</i> Archangelsky and Gamberro	"	-
<i>Cyathidites</i> sp.1	"	-
<i>Interulobites sinuosus</i> Scott	0-1	-
<i>Klukisporites</i> spp.	0-ед	-
<i>Peromonolites</i> sp.	"	-
<i>Trilobosporites trioreticulosus</i> Del- court et Sprumont	"	-
<i>Classopollis</i> sp.A	"	-
<i>Appendicisporites baconicus</i> Deak	0-1	0-ед
<i>Ceratospirites distalgranulatus</i> (Cou- per) Kemp	0-ед	0,5-2,0
<i>Cicatricosisporites</i> spp.	0-0,5	0-ед
<i>Cyatheidites tectifera</i> Archangelsky et Gomerro	0-ед	Ед
<i>Cyathidites minor</i> Couper, C. <i>australis</i> Couper	0-2	4,0-10,0
<i>Densoisporites velatus</i> Weyland et Krieger	0-0,5	Ед
<i>Foraminisporis asymmetricus</i> (Cookson et Dettmann) Dettmann	0-ед	"
<i>Gleicheniidites senonicus</i> Ross	0-2	6,0-9,0
<i>Gleicheniidites</i> sp.	0-ед	3,5-5,0
<i>Perotrilites linearis</i> (Cookson et Dett- mann) Evans	"	0-ед
<i>Taurocusporites segmentatus</i> Stover	0-0,5	"
<i>Araucariacites australis</i> (Cookson) Couper	0-1	Ед
<i>Bisacado</i> sp.A (no: Volkheimer et al., 1977)	0-0,5	Ед-1,0
<i>Callialasporites</i> spp.	0-1	Ед-0,5
<i>Classopollis</i> sp.	73,5-96	53,0-57,0
<i>Cyclusphaera psilata</i> Volkheimer et Sepulveda	Ед-2,5	3,0
<i>Disaccites</i>	0-5,0	3,5-7,0
<i>Ephedripites</i> spp.	0-3	Ед-0,5
<i>Inaperturopollenites limbatus</i> Balme	0,3-3,5	1,0-3,5
<i>Monosaccites</i> sp.2 (no: Kotova, 1983)	0-0,5	0-0,5
<i>Trisaccites</i>	0-2,5	Ед-1,0
<i>Rugubivesiculites</i> sp.	0,05	0-1,0
<i>Vitreisporites pallidus</i> (Reissinger) Nilsson	0-3,0	2,0-4,0
<i>Asteropollis asteroides</i> Hedlund et Norris	0-1,0	-
<i>Retimonocolpites</i> sp.	0-2,5	-
<i>Clavatipollenites incisus</i> Chlonova		0-ед
<i>Biretisporites</i> sp.		0,5-1,0
<i>Crybellosporites aff. C. striatus</i> (Cookson et Dettmann) Dettmann		Ед-1,0
<i>Crybellosporites</i> sp.1 (no: Kotova, 1983)		Ед
<i>Ischiosporites</i> sp.1 (no: Kotova, 1983)		Ед-0,5
<i>Laevigatosporites ovatus</i> Wilson et Webster		0-ед
<i>Muricingulisporis annulatus</i> Archangelsky et Gamberro		Ед-0,5

и трехмешковых хвойных, а также *Vitreisporites pallidus*, *Ephedripites* sp. и *Callialasporites* sp. Споры представлены незначительным количеством *Cicatricosisporites* и редкими *Appendicisporites*, среди которых обнаружен характерный для апта вид - *A. baconicus*. Обычны немногочисленные споры *Gleicheniidites senonicus*, *Cyathidites australis*, *C. minor*, *Interulobites sinuosus*, *Klukisporites* spp., *Taurosusporites segmentatus* и ряд других видов. Редкими экземплярами представлены *Foraminisporites asymmetricus*, *Asterisporites* sp., *Contignisporites* sp., *Cyatheacidites tectifera*, *Cyclocrystella* sp., *Foveosporites moretonensis*, *Heliosporites baculatus*, *Densoisporites velatus*, *Perotrilites linearis*, *Peromonolites* sp.

Пыльца покрытосеменных в нижней части этого интервала не обнаружена. Она появляется с глубины 1171,5 м (обр. 361-41-4, 130-134 см) в виде однобороздных сетчатых зерен рода *Retimonocolpites*, а на глубине 1025,5 м (обр. 361-35-3, 122-125 см) фиксируется пыльца *Asteropollis asteroides*.

Эта ассоциация по составу спор и пыльцы занимает промежуточное положение между неоком-аптским и нижеальбским комплексами в скв.511. Появление ряда видов спор, а также пыльцы покрытосеменных растений позволяет считать его моложе комплекса неокома-апта в скв.511. Однако он довольно резко отличается и от комплекса нижнего альба, выделенного из хорошо датированных планктонными фораминиферами отложений в скв.511 (зона *Ticinella roberti*). Все сказанное, а также приуроченность описанной ассоциации к отложениям с аптскими наннофоссилиями (зона *Chiastozugus litterarius* и низы зоны *Parhabdolithus angustus*) свидетельствуют об аптском возрасте палинокомплекса. Это заставляет предполагать отсутствие аптских отложений в скв.511, т.е. наличие там крупного перерыва, приходящегося на апт. Неокомский возраст отложений, подстилающих в скв.511 альб, становится наиболее вероятным.

Альбский комплекс установлен в интервале 953,0-962,5 м (кern 27). Здесь увеличивается количество спор, уменьшается содержание пыльцы *Classopollis*. Среди спор заметно возрастает количество *Gleicheniidites* и *Cyathidites*, появляются *Muricingulisporis annulatus*, *Laevigatosporites ovatus*, *Ceratosporites distalgranulatus*, *Crybellosporites aff. C. striatus*, *Crybellosporites* sp.1, *Clavatipollenites incisus*. Этот комплекс идентичен таковому из нижнего альба в скв.511, возраст которого обоснован планктонными фораминиферами (зона *Ticinella roberti*).

Таким образом, изучение нижнемеловых отложений, вскрытых скв.361 и 511, позволяет выделить в Южной Атлантике три последовательных палинокомплекса:

1. Неокомский (скв.511, интервал 518-555 м). Доминирует *Classopollis*, наиболее характерными видами являются *Cyclisphaera psilata*, *C. patagonica*, *Bisacado* sp.A., *Inaperturopollenites limbatus*, *Interulobites algoensis*, *I. sinuosus*, *Polypodiaceoisporites* sp., редкие *Cicatricosisporites*, *Ischiosporites volkheimeri*, незначительное количество *Gleicheniidites*. Возраст его обосновывается по сопоставлению с комплексами, выделенными в Аргентине как в морских,

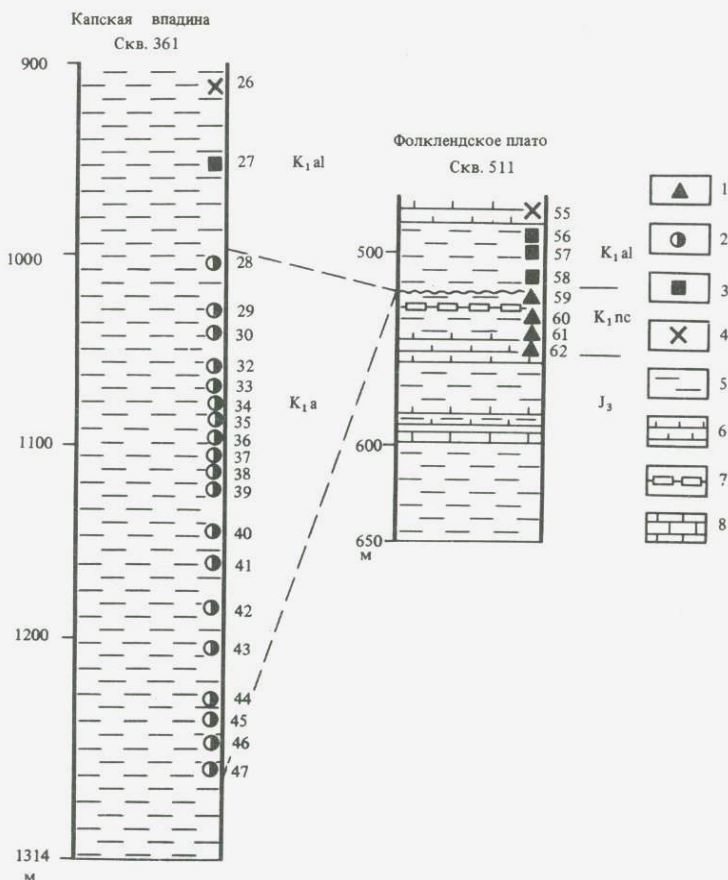


Схема корреляции нижнемеловых отложений Капской впадины и Фолклендского плато

1-3 - возраст спорово-пыльцевых комплексов: 1 - неоком, 2 апт, 3 - альб; 4 - образцы, не содержащие споры и пыльцу; 5-8 - литологический состав отложений: 5 - аргиллиты, 6 - наннопланктонный мел, 7 - писчий мел, 8 - известняк; 26-62 - номера кернов

так и в континентальных отложениях (Archangelsky et al., 1981; Volkheimer, Sepulveda, 1976; Volkheimer et al., 1977; Volkheimer, Pramparo, 1984; Volkheimer, Quattrocchio, 1981). Трудно сделать вывод о том, какой части неокома свойственна рассматриваемая ассоциация, ибо не совсем ясно положение многих свит в Аргентине с паликомплексамии нижнего мела. Например, морские отложения свиты Агрио вначале датировались готерив-барремом, а затем валанжин-готеривом (Volkheimer, Pramparo, 1984).

Таблица I (x600)

- 1-3 - *Cyathidites* sp. 1: 1 - обр.361-41-2; 76-80 см; 2 - обр.361-41-4; 130-134 см; 3 - обр.361-43-1; 50-54 см
- 4 - *Taurocusporites segmentatus* Stover. Обр.361-37-1; 52-56 см
- 5 - *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger. Обр.361-27-4; 110-113 см
- 6-8 - *Gleicheniidites* sp.: 6 - обр.361-38-1; 46-56 см; 7,8 - обр.361-27-2; 110-113 см
- 9 - *Gleicheniidites senonicus* Ross. Обр.361-43-4; 125-130 см
- 10,11 - *Perotrilites linearis* (Cookson et Dettmann) Evans: 10 - обр.361-32-4; 15-18 см; 11 - обр.361-30-2; 30-83 см
- 12 - *Interulobites sinuosus* Scott. Обр.361-40-1; 96-101 см
- 13 - *Foraminisporis asymmetricus* (Cookson et Dettmann) Dettmann. Обр.361-41-4; 130-134 см
- 14 - *Heliosporites baculatus* Archangelsky et Gamberro. Обр.361-32-4; 15-18 см
- 15,16 - *Ceratospirites distalgranulatus* (Couper) Kemp. Обр.361-27-4; 110-113 см
- 17 - *Klukisporites* sp. Обр.361-41-4; 130-134 см
- 18 - *Klukisporites* sp. Обр.361-41-4; 130-134 см
- 19,20 - *Cyatheacidites tectifera* Archangelsky et Gamberro: 19 - обр.361-27-2; 110-113 см; 20 - обр.361-27-4; 110-113 см
- 21,22 - *Ischiosporites* sp.1 (по Kotova, 1983): 21 - обр.511-57-2; 33-35 см; 22 - обр.361-27-4; 110-113 см
- 23-24 - *Crybellosporites* aff. *C. striatus* (Cookson et Dettmann) Dettmann. Обр.361-27-2; 110-113 см
- 25-28 - *Peromonolites* sp.: 25 - обр.361-35-3; 122-125 см; 26,27 - обр.361-37-1; 52-56 см; 28 - обр.361-40-1;
- 29 - *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster. Обр.361-27-4; 110-113 см
- 30-32 - *Muricingulisporis annulatus* Archangelsky et Gamberro. Обр.361-27-4; 110-113 см
- 33 - *Crybellosporites* sp.1 (по Kotova, 1983). Обр.511-57-3; 33-35 см

Таблица II /x600/

- 1-4 - *Appendicisporites baconicus* Deak: 1,2 - обр.361-40-1; 96-101 см; 3,4 - обр.361-39-1; 110-114 см
- 5 - *Appendicisporites potomacensis* Brenner. Обр.361-41-4; 130-134 см
- 6 - *Appendicisporites* sp. Обр.361-29-4; 49-52 см
- 7 - *Cicatricosisporites australiensis* (Cookson) Potonie. Обр.361-39-3; 39-45 см

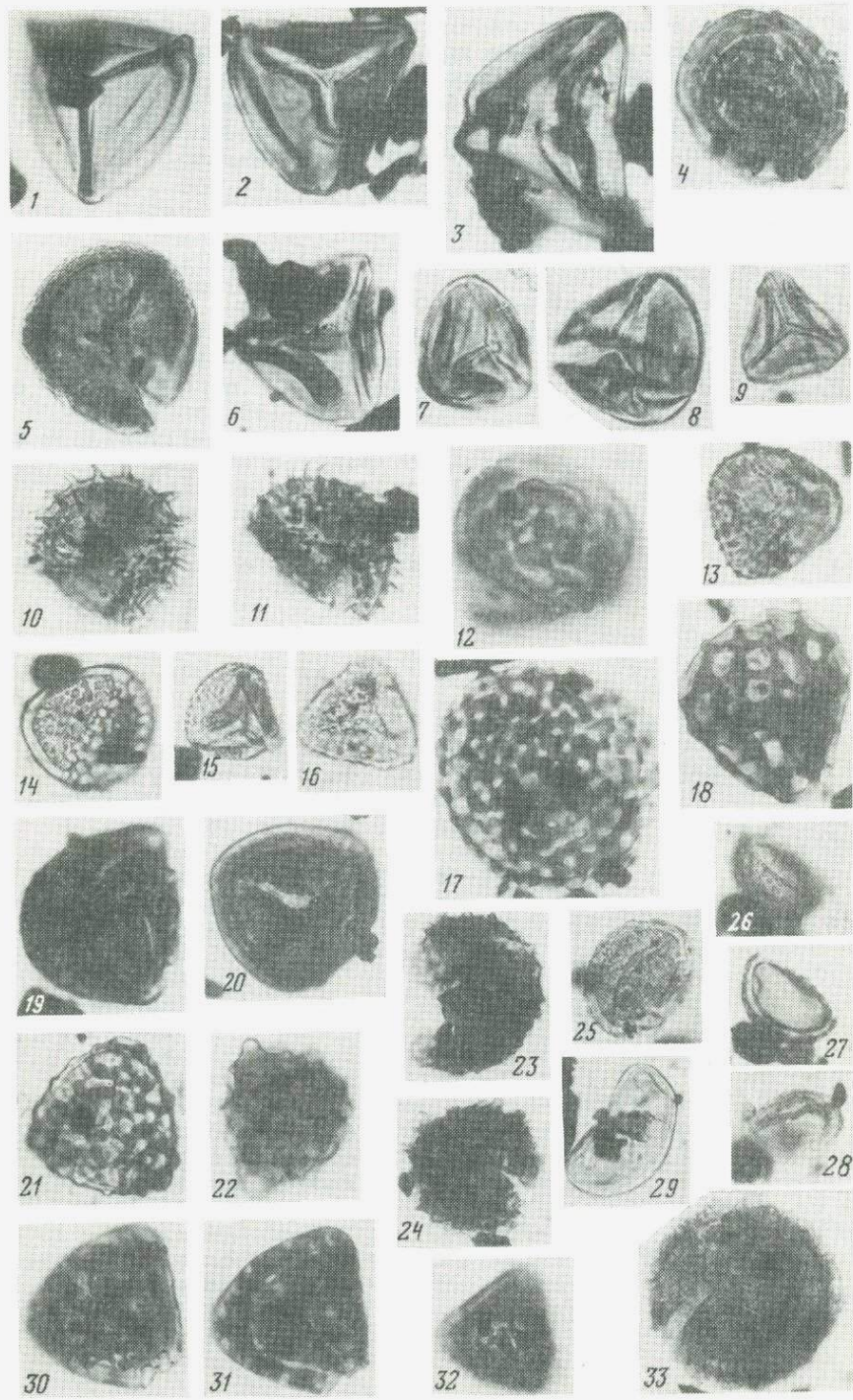
- 8 - *Cicatricosisporites* sp. Обр.361-41-4;
130-134см
- 9 - *Cicatricosisporites* sp. Обр.361-33-2;21-24см
- 10,11 - *Cicatricosisporites hughesi* Dettmann.
Обр.361-32-6;130-133см
- 12 - *Cicatricosisporites* sp.Обр.361-38-1;46-56см
- 13 - *Cicatricosisporites* sp.3 (по Kotova,
1983). Обр.361-39-1;110-114см
- 14-16 - *Cicatricosisporites* sp.: 14 - обр.
361-28-6;110-113см; 15 - обр.361-27-2;
110-113см; 16 - обр.361-27-4;110-113см
- 17 - *Cicatricosisporites* sp. Обр.361-40-1;
96-101см
- 18 - *Monosaccites* sp.2 (по Kotova, 1983).
Обр.361-41-4;130-134см
- 19 - *Bisacado* sp.A. (по Volkheimer et al.,
1977). Обр.361-44-1;49-53см
- 20 - *Disaccites*. Обр.361-27-2;110-113см
- 21 - *Cyclusphaera psilata* Volkheimer et Se-
pulveda. Обр.361-38-1;46-56см
- 22 - *Cyclusphaera patagonica* Archangelsky.
Обр.361-38-1;46-56см
- 23 - *Inaperturopollenites limbatus* Balme.
Обр.361-41-4;130-134см

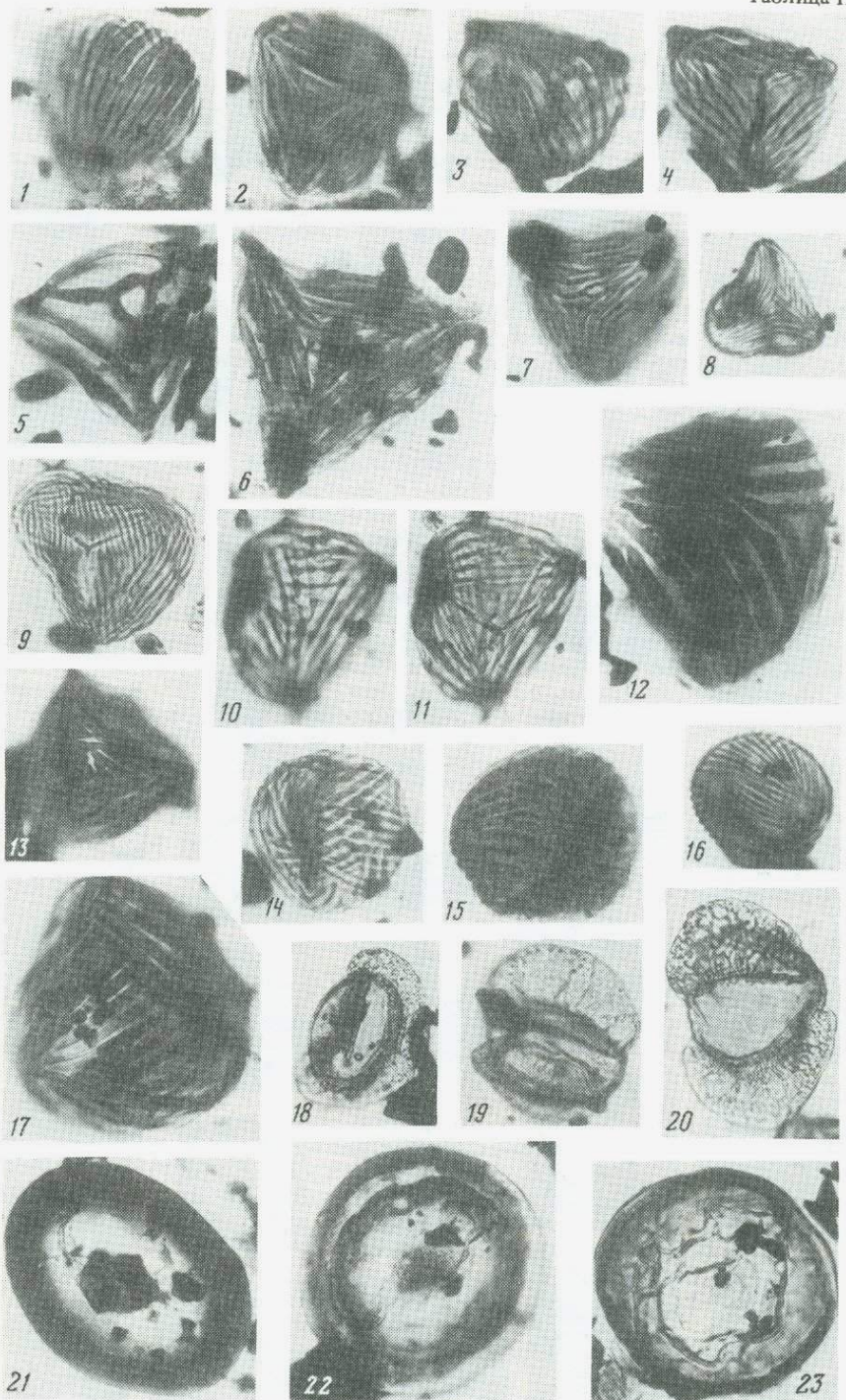
Таблица III

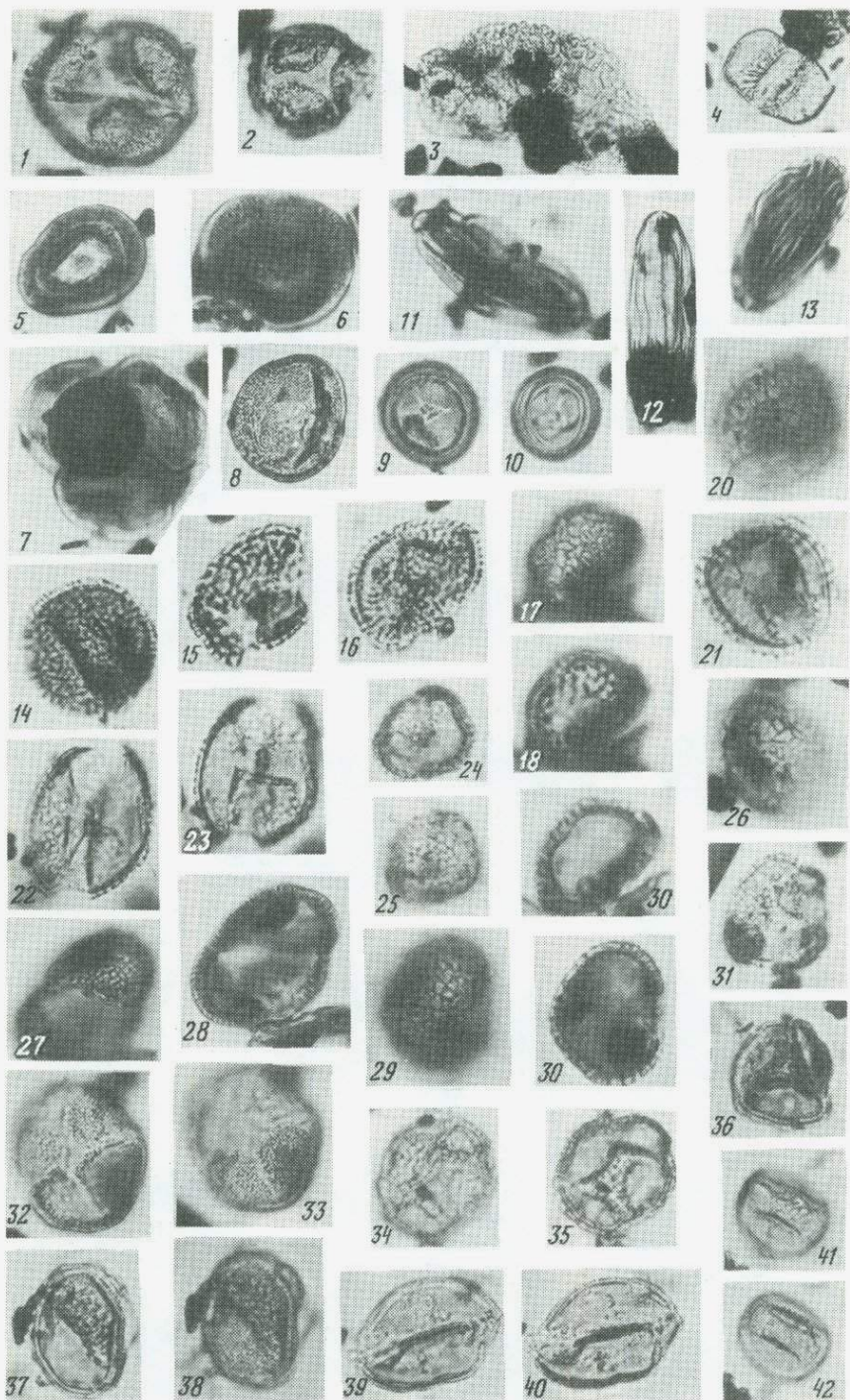
для 1-13 - х66, для 14-42 - х1000

- 1,2 - *Trisaccites*: 1 - обр.361-36-1;81-85см;
2 - обр.361-27-2;110-113см
- 3 - *Rugubivesiculites* sp. Обр.361-27-4;110-113см
- 4 - *Vitreisporites pallidus* (Reissinger)
Nilsson. Обр.361-37-1;52-56см
- 5,6 - *Classopollis* sp.A.: 5 - обр.361-41-4;
130-134см; 6 - обр.361-45-2;50-54см
- 7-10 - *Classopollis* sp.: 7 - обр.361-46-2;
127-131см; 8 - обр.361-27-2;110-113см;
9 - обр.361-38-1;46-56см; 10 - обр.
361-43-1;50-54см
- 11 - *Steevesipollenites* sp. Обр.361-46-2;
127-131см
- 12,13 - *Ephedripites* sp.: 12 - обр.361-37-1;
52-56см; 13 - обр.361-27-2;110-113см
- 14 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-40-1;96-101см
- 15 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-41-4;130-134см
- 16 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-36-3;110-113см
- 17-19 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-36-1;
81-85см
- 20,21 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-41-2;76-80см
- 22,23 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-37-1;52-56см
- 24,25 - *Retimonocolpites* sp. Обр.361-34-3;
106-109см

- 26 - Retimonocolpites sp. Обр.361-41-4;130-134CM
 27,28 - Retimonocolpites sp. Обр.361-37-1;52-56CM
 29-30 - Retimonocolpites sp. Обр.361-41-2;76-80CM
 31-36 - Asteropollis asteroides Hedlund et
 Norris: 31 - обр.361-32-4;15-18CM;
 32-33 - обр.361-32-2;20-23CM; 34,35 -
 обр.361-35-3;122-125CM; 36 - обр.
 361-34-3;106-109CM
 37,38 - Clavatipollenites incisus Chlonova.
 Обр.361.27-2;110-113CM
 39,40 - Clavatipollenites sp. Обр.511-57-2;
 33-35CM
 41,42 - Retitricolpites sp. Обр.511-58-2;
 142-144CM







2. Аптский (скв.361, интервал 1005-1276 м). Доминирует *Classopollis*, присутствуют *Cyclusphaera psilata*, *C. patagonica*, *Bisacado sp.A*, *Inaperturopollenites limbatus*. От неокомского комплекса отличается появлением спор *Appendicisporites baconicus*, *Foraminisporis asymmetricus*, *Perotriolites linearis*, *Taurocuporites segmentatus*, *Peromonolites sp.* и пыльцы покрытосеменных *Retimonocolpites sp.* и *Asteropollis asteroides*. Комплекс сопоставляется с палинозойной С аптского возраста в Аргентине (Archangelsky et al., 1981). Возраст комплекса также обоснован наннофоссилиями (зона *Chiastozugus litterarius* и низы зоны *Parhabdololithus angustus*).

3. Нижнеальбский (скв.511, интервал 495-518 м; скв.361, интервал 953,0-962,5 м). Для комплекса типично уменьшение содержания *Classopollis* при увеличении содержания спор. Среди последних доминируют *Gleicheniidites spp.* и *Cyathidites spp.* Появляются типичные для данной ассоциации *Crybellosporites aff. C. striatus*, *Crybellosporites sp.1*, *Murcingulisporis annulatus*, *Laevigatosporites ovatus*, *Ischiosporites sp.1*. Пыльца покрытосеменных представлена редкими зернами *Clavatipollenites hughesi*¹, *C. incisus*, *C. rotundus*, *Asteropollis asteroides*¹, *Tricolpites sp.*¹.

Комплекс, вероятно, соответствует ассоциации из свиты Гутрин Аргентины, относимой к альбу (Volkheimer, Salas, 1975). Альбский возраст отложений обоснован в скв.511 планктонными фораминиферами (зона *Ticinella roberti*), а в скв.361 - наннопланктоном (верхи зоны *Parhabdololithus angustus*).

Ниже приводится список образцов из скв.361, подвергнутых палинологическому анализу:

27-2, 110-113 см; 27-4, 110-113 см; 28-2, 110-113 см; 28-6, 110-113 см; 29-2, 50-53 см; 29-4, 49-52 см; 30-2, 80-83 см; 32-2, 20-22 см; 32-4, 15-18 см; 32-6, 130-133 см; 33-2, 21-24 см; 34-3, 106-109 см; 35-3, 122-125 см; 36-1, 81-85 см; 36-3, 110-113 см; 37-1, 52-56 см; 38-1, 104-110 см; 39-1, 110-114 см; 40-1, 96-101 см; 41-2, 76-80 см; 41-4, 130-134 см; 42-6, 120-124 см; 43-1, 50-54 см; 43-4, 125-130 см; 44-1, 49-53 см; 44-2, 108-112 см; 44-3, 80-84 см; 45-2, 50-54 см; 45-4, 105-109 см; 46-2, 127-131 см; 47-1, 115-121 см; 47-3, 115-126 см.

Типичные представители палинофлоры нижнего мела Южной Атлантики показаны на палеонтологических табл. I-III

ЛИТЕРАТУРА

- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана//Тр.ГИН АН СССР.1985.Вып.394.С.1-174.
Archangelsky S., Baldoni A., Gamarro J.C. et al. Palinologia estratigrafica del Cretacico de Argentina Austral. Diagramas de grupos polinicos del suroeste de Chubut y noroeste de Santa Cruz//Actas VIII Congr.Geol.Argentino (20-25 seti.). San Luis, 1981.Vol.4.P.719-742.

¹ Эти виды были обнаружены при дополнительном просмотре нижнеальбских образцов скв.511.

- Davey R.J. Marine Cretaceous palynology of Site 361, DSDP Leg 40, off south-western Africa//Init.Rep.DSDP.1978. Vol.40.P.883-913.
- Jeletzky J.A. Macroinvertebrate paleontology, biochronology and paleoenvironments of Lower Cretaceous and Upper Jurassic rocks, Deep Sea Drilling Hole 511, Eastern Falkland Plateau//Ibid. 1983.Vol.71.P.915-975.
- Kotova I.Z. Palynological study of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments, Site 511, Leg 71 (Falkland Plateau)//Ibid.P.879-906.
- Krashennnikov V.A., Basov I.A. Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifers Leg 71//Ibid. P.789-820.
- Mc Lachlane I.R., Pieterse E. Preliminary palynological results: Site 361, Leg 40, Deep Sea Drilling Project//Ibid. 1978.Vol.40.P.857-881.
- Volkheimer W., Caccavari de Filice M.A., Sepulveda E. Datos palinológicos de la Formación Ortiz (Grupo la Amarga), Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina)//Ameghiniana. 1977.T.14,N1/4.P.59-74.
- Volkheimer W., Pramparo M. Datos palinológicos del Cretácico inferior en el borde Austral de la Cuenca Neuquina, localidad Estancia Santa Elena, Argentina. P.1: Especies terrestres//Mem.III Congr. Latinoamer. de Paleontol. Mexico, 1984. P.269-279.
- Volkheimer W., Quattrocchio M. Distribución estratigráfica de los palinomorfos Jurasícos y Cretácicos en la Faja Andina y áreas adyacentes de América del Sur Austral con especial consideración de la Cuenca Neuquina//Comite Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Buenos Aires, 1981.Vol.2.P.407-444.
- Volkheimer W., Salas A. Die älteste Angiospermen-Palynoflora Argentinien von der Typuslocalität der unterkretarischen Huitrín-Folge des Neuquén-Beckens. Microfloristische Assoziation und biostratigraphische Bedeutung//Neues Jb. Geol. Paläontol. Monatsh. 1975.H.7.S.424-436.
- Volkheimer W., Sepulveda E. Biostratigraphische Bedeutung und mikrofloristische Assoziation von *Cyclusphaera psilata* n. sp., einer Leitform aus der Unterkreide des Neuquén-Beckens (Argentinien)//Neues Jb.Geol.Paläontol. Monatsh. 1976.H.2.S.97-108.

Содержание

Предисловие	3
В.А.Крашенинников, И.А.Басов, Геологическая эволюция области высоких широт Южной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое	5
М.С.Бараш. О методах реконструкций условий палеосреды океанов по планктонным фораминиферам	52
Н.В.Беляева, Особенности распределения планктонных фораминифер в осадках юго-восточной периферии Атлантического океана	74
И.И.Бурмистрова, Эволюция сообществ бентосных фораминифер и палеогидрология района поднятия Риу-Гранди в четвертичное время	88
Т.А.Хусид, Роль фораминифер в бентосе океана.	101
О.Б.Дмитренко Распределение известкового наннопланктона в четвертичных отложениях скважины 516 Атлантического океана.	115
Н.И.Стрельникова, Палеогеновые диатомовые водоросли Приантарктического района Атлантического и Тихого океанов	128
И.Е.Левыкина, Стратиграфическое расчленение неогена плиты Кокос по радиоляриям /скв.495 ДСДП/ и сравнение радиоляриевой фауны Западной и Восточной Пацифики	149
С.Б.Кругликова, Распространение радиолярий в плиоцен-четвертичных отложениях глубоководных котловин Атлантического океана.	160
В.С.Вишневская, Радиолярии келловей-оксфорда и титон-неокома Альпийской зоны СССР /Малый Кавказ/	168
И.З.Котова, Палинокомплексы нижнего мела Южной Атлантики.	171

Научное издание

**МОРСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ
И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ**

*Утверждено к печати
Комиссией по проблемам Мирового океана*

Редактор издательства *М.А. Яценко*
Художник *С.Б. Генкина*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

ИБ № 37444

Подписано к печати 30.05.88. Т – 01898
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,5 + 0,2 вкл.
Усл.кр.-отт. 12,1. Уч.-изд.л. 13,3
Тираж 500 экз. Тип. зак. 480
Цена 2р. 70к.

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

Издание осуществлено с оригинала,
подготовленного к печати Комиссией
по проблемам Мирового океана

2 р. 70 к.

5008

