

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ВОПРОСЫ
МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ**

19



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
КОМИССИЯ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

ВОПРОСЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

19

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ РАЗРАБОТКИ
ДРОБНЫХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА · 1977

QUESTIONS OF MICROPALEONTOLOGY.¹⁹

MICROPALEONTOLOGICAL METHODS FOR WORKING OUT
DETAILED STRATIGRAPHIC SCALES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
Micropaleontological Commission

Publishing office «Nauka»
Moscow 1977

Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. Микропалеонтологические методы разработки дробных биостратиграфических шкал. М., «Наука», 1976 г.

В данном выпуске рассмотрены принципы разработки дробных биостратиграфических шкал по микрофауне. В основу предлагаемых стратиграфических схем девона, карбона, юры и верхнего мела положено эволюционное развитие различных групп микрофауны (фораминиферы, остракоды). Рассмотрены характерные черты смены фауны в переходных слоях (девон — карбон) и экогенез позднекарбоновых фузулинид. Данные экогенеза используются для обоснования естественных рубежей в геологической истории Земли.

Сборник рассчитан на широкий круг биостратиграфов, микропалеонтологов, геологов.

Табл. 20, илл. 25, библиогр. назв. 490.

Ответственный редактор
Д. М. Раузер-Черноусова

© Издательство «Наука», 1977 г.

Д. М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА, Е. А. РЕЙТЛИНГЕР

(Геологический институт АН СССР)

К ПРИМЕНЕНИЮ ЭКОСИСТЕМНОГО АНАЛИЗА В РЕШЕНИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Значение этапности развития органического мира для обоснования стратиграфических подразделений и их границ убедительно показано В. В. Меннером (1962), и метод исследования этапности эволюции широко применяется в настоящее время. Однако в последние годы вопрос использования этого метода для разработки стратиграфических шкал приобретает весьма дискуссионный характер (Соколов, 1971, 1974; Леонов, 1973; Степанов, 1974; Мейен, 1968, 1974а и др.). Хотя большинством специалистов признается, что стадийность и ритмичность являются одним из основных проявлений геологического времени в биологических и геологических процессах, все же ими отмечается субъективизм и разнообразие мнений в понимании этапности. А именно, отсутствует единообразие в определении объема этапов, спорными являются планетарность этого явления, прямая связь этапности развития биоты с циклическими преобразованиями земной коры, синхронность рубежей этапов по разным органическим группам и т. д. В то же время в статьях, посвященных основам стратиграфии, все чаще обращаются к экосистемному анализу, как к новому и ведущему методу, приходящему на смену формальным методам в стратиграфии (Красилов, 1970, 1973; Круть, 1974; Соколов, 1974) или даже устранившему метод этапности, как субъективный и неполноценный (Мейен, 1974б). Однако не все соглашались с этими крайними высказываниями. Так, например, К. В. Симаков (1974) отводит исследованиям этапности эволюции организмов прошлого должное место наряду с палеоэкосистемным анализом в комплексных стратиграфических изысканиях.

В указанных статьях экосистемы в основном рассматриваются лишь в аспекте методическом, как весьма перспективный метод будущего, но мало приведено конкретных данных. В палеозоологической литературе последних лет исследования этого направления отражены очень слабо. Несколько полнее экосистемный метод используется палеофитологами, как, например, В. А. Красиловым (1970, 1973 и др.). Но по существу экосистемный анализ положен в основу классических работ И. Н. Андрусова и отчасти Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, в которых исследовались взаимосвязанность и взаимообусловленность живых и косных компонентов изучаемых объектов палеобиосфер. Особый интерес представляют положения В. В. Меннера, рассматривающего этапность развития органического мира в тесной взаимосвязи с циклическими изменениями фи-

зико-географических условий среды обитания. Этапность эволюции, по его мнению, не отделима от развития и смен экологических систем прошлого. Это положение В. В. Меннера нам представляется особенно важным.

Поскольку изучение палеоэкосистем прошлого Земли находится на начальной стадии, то авторы статьи, приступая к исследованию палеоэкосистем каменноугольного периода, естественно обращаются в первую очередь к результатам изучения экосистем современности. Как известно, биосфера Земли является единой системой, находящейся в динамическом равновесии. Одновременно она мозаична, будучи представлена сложными взаимосвязанными сообществами видов различных групп организмов, характеризующихся определенным вещественно-энергетическим круговоротом и занимающих ограниченные пространства (Вернадский, 1965; Тимофеев-Ресовский и др., 1973; Камшилов, 1974).

Понятие экосистема ввел еще Тенсли (Tansley, 1935) как основной единицы природы на земной поверхности, которой свойственно развитие в сторону наибольшего динамического равновесия с прохождением определенных последовательных стадий (сукцессий) в серии экосистем. Дальнейшее развитие этого понятия дал В. Н. Сукачев в своей теории биогеоценозов (1945, 1947, 1960, 1967). В. Н. Сукачев развивал свои биогеоценологические исследования, главным образом, на примере суши. Позднее сравнение общей характеристики биогеоценозов океана и суши показало, что его идеи применимы и к морским акваториям, хотя биогеоценозы наземной и водной среды и имеют свою специфику (Зенкевич, 1970; Богоров, 1970 и др.). Биогеоценоз рассматривается В. Н. Сукачевым как частный и конкретный случай экосистемы — более широкого и менее определенного понятия (Сукачев, 1960). Следует отметить, что большинство специалистов считают эти понятия очень близкими, но по мнению некоторых, их принципиальное различие заключается в том, что экосистема отражает в основном связи биотических и абиотических факторов, а биогеоценоз главным образом их пространственно-территориальную приуроченность (Тимофеев-Ресовский, 1973). По современным представлениям, экосистема характеризуется взаимодействием и взаимообусловленностью всех компонентов, живых и неживых, саморазвитием с внутренними противоречиями, процессами получения и превращения вещества и энергии. Порядок экосистем может быть очень различным. По краткому определению Е. Одума (1968; Odum, 1969), экосистема — система процессов, происходящих при осуществлении экологических связей; в этом смысле названный термин используется и нами. Мы предпочитаем термин экосистема термину биогеоценоз поскольку палеонтолог в своих исследованиях палеоэкосистем всегда будет располагать неполными данными для реконструирования палеобиосферы.

В учении об экосистемах для палеонтолога наиболее важны результаты изучения смен, сукцессий экосистем. В развитии биогеоценозов Сукачев (1960) выделяет первую стадию сингенеза, осуществляющую «сживание» организмов между собой и со средой, формирование биогеоценоза, и вторую стадию — эндогенез, характеризующийся возрастающим взаимодействием биотической части биогеоценоза, разнообразием процессов обмена веществ и энергии.

В экосистемах морских фаун Р. Маргалеф (Margalef, 1963, 1968) и Е. Одум (Odum, 1968; 1969) различают раннюю или начальную стадию сукцессии и зрелую. Одум допускает и стадию старения экосистем. Характеристики выделяемых им сукцессий Одум свел в специальную таблицу (Odum, 1969, табл. 1), которую мы приводим в упрощенном и сокращенном виде (см. таблицу), поскольку она представляет интерес для нашего дальнейшего изложения.

Для начальной стадии, согласно указанным авторам, в общем характерно низкое таксономическое разнообразие, но нередко и высокая численность отдельных видов при резком сокращении разнообразия

Т а б л и ц а

Табличная модель экологической сукцессии по Е. Одуму (Odum, 1969), сокращенная и упрощенная применительно к палеоэкосистемам

Характеристика экосистемы	Стадии экосистем	
	Ранняя	Зрелая
Чистая продукция сообщества	Высокая	Низкая
Общее органическое вещество	Мало	Много
Таксономическое разнообразие	Низкое	Высокое
Морфология таксонов	Простая	Сложная
Размеры организмов	Мелкие	Крупные
Биохимическое разнообразие	Низкое	Высокое
Гетерогенность сообществ (структура сообществ, пространственное размещение)	Слабо организованы	Хорошо организованы
Специализация ниш	Широкая	Узкая
Жизненные циклы	Короткие, простые	Удлиненные, сложные
Минеральные циклы	Открытые	Замкнутые
Пищевые цепи	Простые, линейные, короткие	Сложные, удлиненные
Роль детрита в регенерации пищи	Не существенная	Существенная
Неорганические питательные вещества	Внебиотические	Внутрибиотические
Симбиоз	Не развит	Развит
Стабильность системы	Низкая	Высокая
Информация	Мало	Много

(до одного вида). В пространственном размещении сообществ отмечается непостоянство структуры сообщества и большая амплитуда изменчивости его состава. Биомасса малая, первичная продуктивность высокая, но не утилизируется полностью, так что часть органического вещества остается в резерве и накапливается в осадках. Жизненные циклы особей короткие, рост быстрый. Морфологически организмы в ранних стадиях экосистем отличаются малыми размерами, простой организацией, слабым развитием скульптуры. Внутривидовая изменчивость (фенотипическая и генотипическая) большая. В сообществах слабо выражены конкуренция и дифференциация ниш, мало эндемиков. Пищевые цепи короткие и линейные, преобладают организмы травоядные, фильтрующие неспециализированные и детритоядные, а хищные занимают подчиненное место; пища находится преимущественно вне организмов (из воды, из атмосферы). Экосистема контролируется в основном физическими факторами.

Примерами ранних стадий или молодых экосистем являются сообщества в условиях на вновь возникающих участках поверхности земли (остывшие лавовые потоки, измененные или заброшенные человеком участки), области подъема глубинных вод (с богатым фитопланктоном), районы с резкими и частыми колебаниями физических условий (например, по Богорову, 1970, водные массы высоких широт, поверхностные «молодые» воды океанов).

В зрелых экосистемах разнообразие высокое, но численность видов умеренная, пространственное распространение сообществ более постоянное, с меньшими колебаниями разнообразия состава. Биомасса с большими значениями, валовая продуктивность высокая и полное утилизируется. Морфологически организмы отличаются более сложным устройством, специализацией, утолщением наружного скелета, развитием скульптуры. Химическое разнообразие высокое. Жизненные циклы длинные и более

усложненные. Внутривидовая изменчивость ограниченная; наблюдается увеличение размеров экземпляров в разных филогенетических рядах. Пищевые цепи становятся длинными и сложными, уменьшается роль фильтрующих членов сообщества, на первый план выступают активные травоядные, плотоядные и детритоядные; фитопланктон может сокращаться, но возрастает роль бентосных известковых водорослей; органическое вещество проходит сложные и полные циклы. В сообществах много эндемиков, усложняются и углубляются взаимодействия между организмами и средой, острее выражена конкуренция, усиливается экологический морфогенез, вырабатываются признаки, способствующие лучшему питанию и защите от врагов, развиваются различные формы симбиоза (комменсализм, мутуализм, паразитизм). Вся система характеризуется большим равновесием за счет возросшей активности организмов во взаимоотношениях с абиотическими факторами. В экосистеме преобладает контроль биологических соотношений.

Как пример зрелых экосистем отмечаются коралловые рифы с их высокой валовой продуктивностью, высоким систематическим разнообразием, узкой специализацией, эндемизмом и установившимися сложными взаимоотношениями и взаимодействиями биотических и абиотических компонентов.

Среди факторов, способствующих «созреванию» и дальнейшему развитию экосистем, указывается постоянство внешней среды и климатический фактор, а именно потепление и слабая дифференциация климатических поясов. Достигнутое в зрелой стадии равновесие может легко нарушаться и привести или к гибели экосистемы или к ее омоложению.

Как Е. Одум (Odum, 1968, стр. 131), так и Р. Маргалеф (Margalef, 1963, стр. 371) высказывались о возможности перенесения результатов изучения современных экосистем и их сукцессий на таковые геологического прошлого. Работы этого направления в палеонтологической литературе пока еще редки (Valentine, 1968; Tarran, 1971; Tarran, Loeblich, 1972, 1973, Wicander, 1975). Особый интерес представляет статья Е. Тэппен (Tarran, 1971), в которой сопоставляется эволюция органического мира прошлого с сукцессиями экосистем настоящего.

Развитие органического мира Тэппен рассматривает глобально по крупным стратиграфическим подразделениям. Решающее значение в эволюции Тэппен придает развитию фитопланктона как первого звена в пищевых цепях. К ранней стадии сукцессии экосистем всего палеозоя Тэппен относит докембрий и кембрий, что подтверждается высокой продуктивностью водорослей при небольшой биомассе сообществ в эти периоды в целом, относительно низким таксономическим разнообразием комплексов, преобладанием мелких размеров организмов и их простого устройства (в основном травоядных и фильтрующие животные). Средний и поздний палеозой Тэппен относит к зрелой стадии серии экосистем. В это время таксономическое разнообразие сообществ повышается (особенно резко с ордовика), внутривидовая изменчивость уменьшается, но морфологические признаки становятся более устойчивыми, достигают большей сложности и специализации, развивается скульптура; особенно характерны для зрелой стадии рифы с их сложными взаимоотношениями организмов, острой конкуренцией и повышением адаптивного морфогенеза (Тэппен подробно рассматривает развитие у эхинодермат морфологических признаков, приспособленных к улавливанию пищи); пищевые цепи становятся более длинными и сложными, увеличивается число детритоядных и активно передвигающихся плотоядных организмов, фильтраторы периодами исчезают.

Тэппен считает, что зрелые экосистемы могли переживать и старческую стадию, обусловленную, в основном, сокращением фитопланктона. Таковую Тэппен усматривает на рубежах девона и карбона, перми и триаса, мела и палеогена. Признаками старения экосистемы Тэппен счи-

гает гигантизм, ранний онтогенетический метаморфоз, абберрантные формы, чрезвычайное развитие скульптуры, что указывает на резкое обострение конкуренции в хорошо сбалансированной экосистеме.

Из факторов, способствующих «омоложению» экосистем, Тэппен отмечает резкие колебания характера климата, похолодание (морфологические признаки организмов начальных стадий в серии экосистем современности и геологического прошлого сходны с таковыми сообществ высоких широт), явления тектогенеза, как-то оживление движений в рифтовых системах, высокое стояние континентов. Для зрелых экосистем характерно постоянство морей и их наибольшее развитие, низкое стояние континентов, уменьшение стратификации водных масс, слабая климатическая дифференциация.

Приведенные Тэппен данные подтверждают общее сходство стадий экологического развития органического мира за геологическое время со сменами (сукцессиями) экосистем современности. При этом в палеоэкосистемах более четко намечается стадия старения. Тэппен рассматривала палеоэкосистемы очень крупной длительности — геологических эр и периодов и в глобальном масштабе. По-видимому, можно считать, что ранги палеоэкосистем во времени изменялись соответственно рангу стратиграфических подразделений или палеобиосфер. Согласно данным экологов, палеоэкосистемы, как и экосистемы современности, имели различные пространственные размеры и порядки. В зависимости от пространственного и временного распространения палеоэкосистемы могли быть ограничены палеоакваториями определенных геотектонических и палеогеографических областей, провинций, районов и единиц еще меньшей протяженности. По-видимому, и анализ особенностей палеоэкосистем возможен как при относительной полноте информации о всей биоте и внешней среде, так и по данным только одной группы, достаточно четко реагировавшей на изменение абиотических и биотических факторов. Поскольку любая прогрессивно развивавшаяся группа организмов составляла в экосистеме ее существенный сбалансированный компонент, то ход развития данной группы, выраженный как в филогенетической эволюции ведущих таксонов, так и в стадийности развития всей группы, отражал в целом характер сукцессий. Общее направление развития всего сообщества, определяемое изменением среды, не могло быть не выражено соответственно и в развитии отдельных компонентов сообщества (Красилов, 1973, стр. 48). На тесную связь экологической и филогенетической эволюций указывали многие исследователи современных экосистем (Тимофеев-Ресовский и др., 1973; Камшилов, 1974 и др.), а также и ископаемых сообществ (Раузер-Черноусова, 1965; Рейтлингер, 1969 и др.). Поэтому правомочно остановиться на особенностях развития только одной группы организмов, в данном случае фораминифер, учитывая палеоэкосистемы в широком плане. Этот момент представляется нам весьма важным, как существенное обоснование и конкретизация этапов развития фораминифер, уже установленных в процессе исторического развития.

Этапы эволюции палеозойских фораминифер рассмотрены относительно подробно и в целом и по отдельным интервалам геологического времени (Рейтлингер, 1961, 1969; Rauser-Chernoussova, 1963; Липина, 1963; Соловьева, 1966 и др.). Детально изученные этапы подразделяются на фазы, от трех до четырех, с несколько различных позиций и соответственно иной терминологией. А именно на фазы этапов филогенетической эволюции одного таксона (чаще видового или родового ранга), фазы различной скорости эволюции, фазы стадий развития комплекса или сообщества фораминифер (появление, расцвет, угасание), фазы особенностей сообществ экологического характера (как-то численность, размеры, систематическое разнообразие, размеры ниш и ареалов, экологическое морфообразование и т. д.).

Как показали исследования позднепалеозойских фораминифер, прослеживание этапов филогенетического развития таксонов разного ранга этой группы является надежным методом биостратиграфических исследований. Однако четко выраженный тип филогенезов обычно наблюдается лишь на средней фазе этапа, а на его начальных и конечных фазах характеристика дается обобщенная с привлечением в большей степени данных по стадиям развития сообществ и смены особенностей экологического порядка.

Сводная характеристика фаз этапов развития фораминифер, по представлениям Е. А. Рейтлингер (1961, 1963, 1969), О. А. Липиной (1963), Г. Д. Киреевой (1970, 1972) и некоторых других авторов, в интересующем нас плане представляется в следующем виде. В начальной фазе в формировании новых таксонов отмечается пониженное таксономическое разнообразие, иногда высокая численность одного или нескольких таксонов, локальность сообществ, разорванность их ареалов, примитивность организации видов и малые размеры экземпляров, а также повышенная внутривидовая изменчивость. Средняя фаза характеризуется усилением дивергенции таксонов, высоким разнообразием сообществ и его постоянством на больших площадях, увеличением размеров экземпляров, уменьшением внутривидовой изменчивости и т. п. Конечной фазе свойственны падение темпов филогенетической эволюции, сокращение систематического разнообразия за счет угасания части видов и родов, повышенное формообразование, но обычно низкого таксономического уровня (ниже видового) и чаще приспособительного характера, параллельное формообразование в нескольких филогенетических ветвях, гигантизм, аберрантные формы и эндемизм. Такие особенности фаз этапов развития фораминифер установлены почти по всем эпохам и векам каменноугольного периода.

Обобщенная характеристика фаз этапов интересна в двух отношениях. Прежде всего обращает на себя внимание сходство многих черт сообществ по фазам соответственно с признаками биоты, свойственными последовательным стадиям серий экосистем, рассмотренных выше, т. е. стадиям ранней, зрелой и старения. Вторым не менее существенным моментом является параллельность в фазах филогенетической эволюции таксонов и в последовательности смены состава, структуры и иных черт сообществ фораминифер. Этот факт является следствием теснейшей связи между филогенетическим и экологическим развитием, отражающим две стороны одного процесса, проходящего на том же материале и под влиянием тех же факторов (воздействие внешней среды, естественного отбора и др.). Прямое соотношение стадий развития рода *Quasiendothyra* и таковых одновременных комплексов фораминифер ранее было показано О. А. Липиной (1963). Своеобразие экологических признаков фораминифер использовалось Е. А. Рейтлингер (1961, 1969 и др.) для характеристики конечной и начальной фаз этапов филогенеза. Параллельность в периодическом изменении филогенетического и экологического развития фораминифер, несомненно, обусловлена ритмичностью и стадийностью в изменении внешней среды и экосистем прошлого.

На этом мы заканчиваем обзор основных предпосылок экосистемного анализа и возможности его интерпретации по одной ископаемой группе ископаемых организмов и в пределах определенных акваторий. В дальнейшем тексте на примере каменноугольного периода сделана попытка применения анализа палеоэкосистем для уточнения границ биостратиграфических подразделений. Исползован, в основном, материал по акватории Русской платформы и сопредельных районов, а в ряде случаев и по более широкому пространству.

Вопрос положения границы девонской и каменноугольной систем в настоящее время не решен окончательно. В развитии фораминифер и некоторых других групп организмов в переходное время от девонского к каменноугольному этапу выявляются три-четыре последовательных

возможных уровня, каждый из которых в какой-то мере отражает смену сообществ и согласно мнению ряда авторов может быть принят за исконую границу (Рейтлингер, Семихатова и др., 1975). Подход с точки зрения палеоэкологического анализа позволяет высказаться за наиболее верхний рубеж, а именно за границу в основании малевско-упинских отложений. Сообщества фораминифер непосредственно предшествующего заволжского времени несут в себе черты зрелой и стареющей палеоэкосистемы. А именно, квазиэндоциты, являющиеся ведущей группой среди фораминифер в это время, в конце его достигают высокой организации, очень крупных размеров (гигантизм), нередко уродливы (с развернутой спиралью), характеризуются сильной внутривидовой изменчивостью, а также массовым быстрым вымиранием во многих акваториях, т. е. резким сокращением ареалов (Рейтлингер, 1961).

В малевско-упинское время систематический состав фораминифер весьма бедный, преобладают формы простой организации, несколько транзитных однокамерных родов, трубчатые эрландии и примитивные чернышинеллы; происходит смена основных направлений развития и соответственно ведущих групп. Численность особей только спорадически высокая. Фитопланктон (акритархи), по-видимому, достаточно обильный, судя по миоспорам, и продуктивность могла быть высокой, но биомасса, вероятно, небольшая: фораминиферы обычно мелких размеров, остальная фауна также чаще мелкорослая и небогатая. Состав сообществ фораминифер неустойчивый, много видов космополитных и мало эндемиков. По сравнению с признаками серий экосистем современности перечисленные особенности этого сообщества фораминифер должны соответствовать ранней стадии палеоэкосистем.

Примитивный облик сообществ малевско-упинских фораминифер резко противопоставляется более древнему заволжскому богатому сообществу высокоорганизованных квазиэндоцитов и турнейеллид. В слоях с *Quasiendothyra kobeitusana* фораминиферы и некоторые другие группы организмов представлены обильно и относительно разнообразно. В акваториях пояса Тетис отмечается развитие строматопоровых рифов и обилие известковых водорослей. Развитие наиболее характерной и многочисленной группы квазиэндоцитов явно отмечено признаками зрелой или вернее стареющей палеоэкосистемы, что выражено в инадаптивном характере эволюции (ускоренные темпы с последующим быстрым вымиранием), специализации, приспособительном морфогенезе и пр. (Рейтлингер, 1969, стр. 16). Отмечается усиление формообразования низкого таксономического ранга, в частности в направлении образования округлых раковин с облегченной конструкцией для возможного перехода к парению; широко развит признак ситовидного устья. Резкая смена органического мира и его омоложение на рубеже слоев с *Quasiendothyra kobeitusana* и малевского горизонта, несомненно, была вызвана существенными изменениями в окружающей среде и палеоэкосистемы, перестройкой физико-географических условий широкого плана вследствие изменения климатической зональности и оживления тектонического режима (Страхов, 1960; Умнова, 1971; Яблоков, 1973, и др.). Как известно, признаки молодых экосистем соответствуют особенностям органического мира высоких широт, а зрелых — теплым водам умеренного и тропического климатических поясов. Вышеуказанные данные позволяют считать рубеж начала малевского времени естественным рубежом девонской и каменноугольной систем.

Только постепенно, в черепетское время, появляются вновь обильные многокамерные фораминиферы, увеличиваются их размеры и разнообразие, палеоэкосистема достигает зрелой стадии в чернышинское время. Конец последнего отмечен по фораминиферам чертами стареющей экосистемы и началом усиления тектонических движений (Яблоков, 1973; и др.). Появление тетратаксисов и вида *Paleospiroplectamina diversa*

в конце кизеловского — начале елховского времени нельзя считать существенным признаком новой экосистемы. Возникновение первого рода связано с рифовыми фациями, а появление второго скорее отмечает время стареющей экосистемы — разворачивание раковин чернышинелл. Новая экосистема — явно формируется с момента широкого развития дап-нелл, эоэндотирапонксисов, эопараштаффелл и возникновения архедисцид; последние во все последующее время до башкирского века включительно составляли существенную часть фораминиферовых сообществ.

Экологическая эволюция в визейский век проходила очень быстро и все окское время характеризуется сообществом фораминифер с типичными признаками зрелых экосистем, а именно высоким морфологическим разнообразием, умеренной численностью видов по родам, крупными размерами особей, толстыми раковинами с дополнительными отложениями, иногда сложным и специализированным строением (например, брэддины и янишевскины с гидростатическим аппаратом, способствовавшим переходу к плавучести и подъему в более высокие слои воды). Брахиоподы особенно обильны в окское время, как и одиночные кораллы, эхинодерматы и другие группы. Расцветают и бентосные известковые водоросли (кальцифолии и др.). Все сообщество характеризует жизнь в теплом, хорошо освещенном, сравнительно мелком море с обильными банками (Швецов, 1938; Фомина, 1969; Осипова и др., 1971 и др.). При большой биомассе высокая продуктивность полностью утилизировалась, что выражено в светлой окраске окских известняков. Среди разнообразного бентоса преобладали детритоядные и плотоядные организмы и пищевые цепи были уже довольно сложные. Сравнительно стабильное состояние сообществ свидетельствует о хорошем сбалансировании всей палеоэкосистемы.

Следующее серпуховское время ознаменовалось признаками менее благоприятных условий существования организмов: отмечается аридизация климата и усиление восходящих тектонических движений (Осипова и др., 1971). Сокращение водорослей, по-видимому, и фитопланктона, в результате истощения ресурсов биогенных элементов и усилившейся эрозии прилегающей суши сказалось на уменьшении числа наиболее специализированных и крупных форм, как-то: *Bradyina rotula*, *Archaediscus gigas*, гаплофрагмелл и др. Среди архедискусов стали более распространенными мелкие и «звездчатые» формы (защита от врагов). Среди эндотир доживают крупные и толстостенные формы с многослойной стенкой, по-видимому, наиболее адаптированные к добыванию пищи и защите. Преобладание среди палеотекстуляриид с серпуховского времени климакаммин с ситовидными устьями, начиная с первых камер, также указывает на возросшую конкуренцию в отношении средств питания. С серпуховского времени ограничивается родо- и видообразование. Но в то же время специфично появление шарообразных форм параллельно в нескольких родах, а именно — эоштаффелл группы *Eostaffella protvae*, псевдоэндотир группы *Pseudoendothyra subsphaerica* и др., а также усиление развития глобивальвулин. Параллельное формообразование в одном направлении, вследствие захвата новых экологических ниш (возможно, способность к перекачиванию или парению в воде) или освоение другого образа питания (полнее использовать более высокие придонные слои воды), можно объяснить только влиянием внешней среды и воздействием естественного отбора. Серпуховское время с достаточным основанием можно отнести к стадии зрелой палеоэкосистемы с элементами старения.

Сообщество фораминифер краснополянского времени начала среднего карбона отличается высокой численностью особей при малом систематическом разнообразии, нередко наблюдается всего один-два вида эоштаффелл с большим числом подвидов. Размеры особей обычно мелкие. Фенотипическая изменчивость эоштаффелл весьма велика, местный колорит сообществ выражен ярко, хотя основные виды относятся к евроазиатским

космополитам (*Eostaffella pseudostruvei*, *E. varvariensis* и др.). Отмечается в это время и генотипическая пластичность сообщества. Так, в крайних членах ряда изменчивости округлых эоштаффелл устанавливаются уже признаки *Pseudostaffella antiqua*, т. е. начало ароморфных преобразований фазы формирования среднекаменноугольного этапа развития фузулинид (Рейтлингер, 1969 и др.). Для фузулинид краснополянского времени специфично еще примитивное морфологическое строение. Остальные фораминиферы представлены в основном архедисцидами и мелкими эндотирами группы *Endothyra bradyi* широкого вертикального распространения. Брахиоподы и другие группы фауны в это время бедны, известковые водоросли редки. Только в последующее северокельтменское время органический мир становится разнообразнее.

Омоложение палеозоосистемы с начала башкирского века, с краснополянского времени, после стадии старения в предшествующее протвинское время подтверждает положение на этом рубеже границы нижнего и среднего отделов системы. По-видимому, сокращение пищевых ресурсов на всей планете в результате длительно однообразного существования поздневизейских морей и оживление тектонических режимов с начала башкирского века были основными причинами изменения комплексов фораминифер.

В течение башкирского и московского веков намечается несколько смен молодых и зрелых стадий в палеозоосистемах низкого порядка. Наиболее ярко зрелая стадия среднекаменноугольной серии палеозоосистем и ее «старение» выражены в мячковское время. Стадию характеризуют высокое таксономическое разнообразие всего сообщества и, в частности, фораминифер, постоянство состава на больших площадях (единые зональные формы для всей Евразии) и сплошные ареалы видов, сложность морфологического строения, дополнительные скелетные образования (мощные аксиальные уплотнения и сильная септальная складчатость у фузулин), слепые филетические ветви инадаптивного формообразования (протритициты, квазифузулиноиды, псевдотритициты, путреллы), гигантизм у фузулин. Максимальные размеры фузулин в конце среднего карбона наблюдаются не только в Евразии, но и в Северной Америке. Морские бассейны мячковского времени, по-видимому, отличались высокой температурой и стабильностью условий.

Смена фораминиферных сообществ в палеозоосистемах в начале позднего карбона выражена менее четко, чем в начале среднего, что в известной мере связано с менее резкими колебаниями физико-географических условий среды. Все же в начале касимовского века отмечаются мелкие размеры основных родов фузулинид (Киреева, 1970) и брэдии, а также бедность систематического состава: в Евразии обычно одни фузулиеллы и протритициты или обсолеты с редкими озаваинеллами, фузулиеллами и глобивальвулинами, в Северной Америке (основание миссурийских отложений) весьма бедные сообщества примитивных тритицитов с окетеллами. Оживление геотектонических режимов с начала позднего карбона выражено в появлении терригенного материала в осадках в пределах Русской платформы, в сокращении углеобразования (Донецкий бассейн, Астурия в Испании), в перерывах осадконакопления (Мидконтинент Северной Америки) и пр. В течение позднего карбона таксономическое и морфологическое разнообразие фораминиферных сообществ умеренное, темпы эволюции пониженные (Соловьева, 1966), что, по-видимому, отражает некоторое понижение темпов изменения макрозоосистем каменноугольного периода в целом. Последняя вспышка происходит в ассельский век.

С самого начала ассельского века среди фораминифер резко повышается формообразование и систематическое разнообразие. Начальную стадию века характеризуют специфические крупные окцидентошвагерины, а также мелкие фузулиниды с повышенной изменчивостью родовых

признаков (Никитина, Яриков, 1967; Киреева, 1970). Расцвет фузулинид и максимальное разнообразие при наибольшем распространении видов специфично для средней зоны века. В это время наблюдается однообразие систематического состава фузулинид по всей Евразии от севера Русской платформы до южных регионов Азии. Размеры фораминифер в основном крупные, раковины нередко укрепленные (толстые стенки у климакмин, сильная складчатость у псевдофузулин). Весьма разнообразны в ассельский век и другие группы организмов — брахиоподы, мшанки, временами кораллы, пышно расцветают известковые водоросли. Биомасса и общая продуктивность ассельских палеобиоценозов высокая. С ассельского века усиливается биогенное карбонатообразование почти глобально. Особенно характерны для этого века органогенные постройки, достигающие значительной мощности. Так, мощность среднеассельских биоморфных известняков в Предуральском прогибе измеряется в 500 м. Основные компоненты этих известняков водоросли, губки и фораминиферы. Среднеассельские эпиконтинентальные моря занимали обширные пространства. По-видимому, бассейны были сравнительно постоянны, что способствовало установлению равновесия в палеоэкосистемах, отработке в сообществах внутренних взаимоотношений и взаимодействий. Например, приспособительным признаком к лучшему добыванию пищи явились более крупные устьевые отверстия у весьма обильных климакмин и у швагерин. Наиболее специфичные для ассельского века и широко распространенные швагерины, псевдошвагерины и близкие к ним роды отличаются шарообразной формой раковины и облегченным типом ее строения. По праву такое формообразование признано адаптивным, обусловленным воздействием естественного отбора при возросшей конкуренции и необходимости приспособления к другому образу питания, по-видимому, в более высоких слоях придонных вод на водной растительности или на других бентосных организмах. Существенно, что вся группа этих родов не дала потомков и с изменением среды и питания ее представители вымирали первыми.

Все эти данные указывают на ярко выраженную зрелость палеоэкосистемы в среднеассельский век. Достигнутое равновесие системы в теплых мелководных морях с богатой фауной и флорой, с высоко развитым взаимным приспособлением организмов в конце ассельского века было нарушено. Это привело к быстрому вымиранию наиболее характерных и специализированных компонентов сообщества — швагерин и близких к ним родов на большей площади морей. Характер ассельских палеоэкосистем как завершающей стадии в серии палеоэкосистем позднего карбона однозначно решает вопрос о стратиграфическом положении ассельского века в каменноугольной системе.

В итоге рассмотрения изменения фораминифер в течение каменноугольного периода как компонентов палеоэкосистем достаточно отчетливо выявились некоторые общие моменты.

Изменение экологических особенностей сообществ каменноугольных фораминифер прослеживается в определенной последовательности в пределах стратиграфических подразделений и палеобиосфер любого ранга. Наблюдается преобразование экологических признаков отдельных таксонов (экогенез); вырабатываются особые свойства целых сообществ в результате взаимодействий между организмами и внешней средой. В сообществах фораминифер смена палеоэкологических обстановок выражалась прежде всего в изменении таксономического разнообразия, численности видов, размеров особей, пространственном расселении, адаптивном морфогенезе и темпах формообразования.

Последовательность смен сообществ фораминифер с их особенностями развития в пределах стратиграфических подразделений оказалась сходной с сукцессиями экосистем в современных сообществах морских бассейнов. По-видимому, каменноугольные фораминиферы достаточно четко

реагировали на изменения в пределах палеоэкосистем и поэтому могут быть использованы при анализе последних. В смене (сукцессиях) ископаемых экосистем также можно выделить раннюю и зрелую стадии, сходные по многим характерным признакам с такими же стадиями сукцессий в современных экосистемах. Кроме того, более явственно, чем в современных, намечается стадия «стареющей» экосистемы.

Определенная повторяемость в смене палеоэкосистем каменноугольного периода по стратиграфическим подразделениям разного ранга не могла быть случайной. Она определялась законами саморазвития сообществ, она являлась также отражением и периодичности в ходе геологических и космических процессов. Наиболее явственна связь смен палеоэкосистем с изменениями климата и геотектонических движений широкого плана. Так, характер фораминиферных сообществ начальных стадий сходен с таковыми высокоширотных холодноводных бассейнов (что отмечалось и для ранних сукцессий современности), а стадии зрелости проходили обычно в акваториях с более теплой водой, на что указывают морфологические и физиологические признаки (Красилов, 1973; Valentine, 1968). Оживление тектонических движений в начальные и конечные стадии с последующим изменением конфигурации суши и морей, базисов эрозии суши, направлений ветров и течений и других физико-географических факторов, а также усилением подъема глубинных вод с биогенными элементами самым непосредственным образом отражалось на развитии палеоэкосистем и прежде всего на пищевых ресурсах (Valentine, Moores, 1970).

Три стадии в смене экосистем составляют единый этап развития биоты. Отсюда естественные рубежи геологической истории могут определяться только началом ранней стадии в серии палеоэкосистем или концом зрелой, стареющей, но не началом зрелой стадии сукцессии.

Каждая стадия в серии палеоэкосистем имеет определенную характеристику, но рубежи их не всегда выражены с одинаковой степенью резкости. Рубеж стадии старения (фаза становления филогенетической эволюции) и ранней стадии (фаза формирования филогенетической эволюции) нередко бывает представлен менее отчетливо, чем нижний рубеж зрелой.

Как стадия старения, так и ранняя характеризуются сокращением систематического разнообразия, меньшей выразительностью сообществ, замедлением или особым характером филогенетической эволюции. Однако отличия стадий ранней и старения в целом проявляются ясно. Специфическими особенностями конечной стадии смен палеоэкосистем являются черты, наследуемые от зрелой стадии, как-то более сложное морфологическое строение организмов, их специализация, аберрантные формы, увеличение размеров особей, гигантизм, утолщенный наружный скелет, а также параллельное адаптивное формообразование (например, шарообразные раковины, ситовидные устья и др.), слепые и короткие филогенетические ветви, эндемизм. Для начальной стадии и фазы формирования наоборот характерны простая, примитивная организация форм, небольшие размеры экземпляров, широкое расселение наиболее эврифацциальных форм, иногда высокая численность небольшого числа таксонов (или одного), нередкая задержка на горизонт и более в появлении характерных форм нового сообщества (индифферентная фаза Рейтлингер или латентная фаза Сигала). Так в рассмотренных нами примерах признаки ранней или молодой палеоэкосистемы отчетливо проявляются в сообществах фораминифер малевско-упинского, краснополянского и касимовского времени, черты зрелой и стареющей стадии выступают в сообществах заволжского, серпуховского, мячковского и ассельского времени.

Приведенный материал палеоэкосистемного анализа указывает на рациональность использования его в биостратиграфических исследованиях как метода, значительно дополняющего и конкретизирующего дан-

ные, полученные при изучении этапов филогенеза, стадийности и периодичности смены комплексов. Филогенетическая эволюция как в настоящем, так и в прошлом развивалась на фоне и в рамках экосистем. Экологическая и филогенетическая эволюции теснейшим образом переплетаются, являясь разными сторонами одного и того же процесса развития биосферы. Однако направления исследований этапов филогенеза и экосистем имеют свою специфику и их следует различать для лучшего понимания эволюции органического мира в геологическом прошлом. Синтез этих двух направлений, комплексность методов в стратиграфических изысканиях должна стать ведущим направлением в стратиграфии.

Развитие отдельных компонентов в палеоэкосистемах бесспорно могло идти несколько разновременно в силу специфики экологических свойств каждой группы. Однако при суммировании данных в масштабе палеобиосферы четко выявляется определенная периодичность в развитии всей биоты и совпадение в общем основных моментов смен палеоэкосистем, а именно, стадий начальной — юной, зрелой и старения. Этот факт несомненно связан с ритмичностью и стадийностью исторического хода развития палеобиосфер, как единой системы. Относительной одновременности событий способствовала быстрота (в геологическом масштабе) расселения различных представителей органического мира.

Настоящая статья не является результатом специального изучения палеоэкосистем, а лишь попыткой анализа уже известных фактов с целью привлечения внимания биостратиграфов к вопросам смены экосистем ископаемых морских сообществ. Специальные и более широкие исследования в этой области могут оказаться весьма плодотворными.

ЛИТЕРАТУРА

- Богоров В. Т. 1970. Биогеоценозы пелагиали океана. В сб.: Программа и методы изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука».
- Вернадский В. И. 1965. Химическое вещество биосферы Земли и ее окружение. М., Изд-во АН СССР.
- Зенкевич Л. А. 1970. Общая характеристика биогеоценозов океана и сравнение их с биогеоценозами суши. В сб.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука».
- Камшилов М. М. 1974. Эволюция биосферы. М., «Наука».
- Киреева Г. Д. 1970. Изменение фораминифер у границ стратиграфических подразделений различных рангов. В кн.: Проблемы стратиграфии карбона. — Труды Межвед. стратигр. комитета СССР, 4.
- Киреева Г. Д. 1972. О систематическом положении и генетических связях некоторых родов фузулинид, распространенных у крупных стратиграфических рубежей. — Вопр. микропалеонтол., вып. 15.
- Красилов В. А. 1970. Палеоэкосистемы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Красилов В. А. 1973. Палеоэкологический метод корреляции континентальных толщ. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, № 4.
- Круть И. В. 1974. К построению стратиграфической теории. — Изв. АН СССР, серия геол. № 7.
- Леонов Г. П. 1973. Основы стратиграфии. Т. I. Изд-во МГУ.
- Липина О. А. 1963. Об этапности развития турейских фораминифер. — Вопр. микропалеонтол., вып. 7.
- Мейен С. В. 1968. О возрасте острогской свиты Кузбасса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Азии. — Докл. АН СССР, 180, № 4.
- Мейен С. В. 1974а. Понятия «естественность и одновременность» в стратиграфии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Мейен С. В. 1974б. Введение в теорию стратиграфии. М., ГИН АН СССР. Депонент № 1749—74.
- Меннер В. В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., Изд-во АН СССР.
- Никитина Г. П., Яриков Г. М. 1967. О границе между верхним карбоном и нижней пермью в Волгоградском Поволжье. В сб.: Вопр. геол. Южн. Урала и Поволжья. Вып. 3, ч. 1. Саратов.
- Одум Е. 1968. Экология. М., «Просвещение».
- Осипова А. И., Геккер Р. Ф., Бельская Т. Н. 1971. Закономерности распространения и смены фауны в поздневизейском и раннеамюрском эпиконтинентальных морях Русской платформы. — Труды ПИН АН СССР, 130.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1965. Этапность и периодичность в историческом развитии фузулинид. — Докл. АН СССР, 100, № 4.

- Рейтлингер Е. А. 19651. Некоторые вопросы систематики квазиэндоитир.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 5.
- Рейтлингер Е. А. 1963. Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фауне фораминифер.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 7.
- Рейтлингер Е. А. 1969. Этапность развития фораминифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 12.
- Рейтлингер Е. А., Семизатова С. В. и др. 1975. Граница девона и карбона по биостратиграфическим данным. В сб.: *Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР*. М., «Недра».
- Симаков К. В. 1974. Концепции эволюции и геохронометрии. В сб.: *Основные проблемы биостратиграфии и палеобиогеографии Северо-Востока СССР*.— *Труды Сев.-вост. компл. ин-та*, вып. 62. Магадан.
- Соколов Б. С. 1971. Биохронология и стратиграфические границы. В кн.: *Проблемы общей и региональной геологии*. Новосибирск.
- Соколов Б. С. 1974. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы.— *Геология и геофизика*, № 1.
- Соловьева М. Н. 1966. Темпы и стадии эволюционного развития фораминифер и их соотношение с развитием Земли.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 10.
- Степанов Д. Л. 1974. Общебиологические основы использования палеонтологического метода в стратиграфии.— *Труды ВНИГРИ*, вып. 350.
- Страхов Н. М. 1960. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории земли и их значение для геологии.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 3.
- Сукачев В. Н. 1945. Биогеоценология и фитоценология. Докл. АН СССР, 47, № 6.
- Сукачев В. Н. 1947. Основы теории биогеоценологии. Юбилейн. сб. посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Сукачев В. Н. 1960. Соотношение понятий биогеоценоз, экосистема и фация.— *Почвоведение*, № 6.
- Сукачев В. Н. 1965. Основные современные проблемы биоценологии.— *Журн. общ. биол.*, 26, № 3.
- Сукачев В. Н. 1967. Структура биогеоценозов и их динамика. В сб.: *Структура и формы материи*. М., «Наука».
- Тимофеев-Ресовский Н. В., Яблоков А. В., Глотов Н. В. 1973. Очерк учения о популяции. М., «Наука».
- Умнова В. Т. 1971. О границе девона и карбона в Центральных районах Русской платформы по палинологическим данным.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 4.
- Фомина Е. В. 1969. Особенности сообществ фораминифер разнофациальных отложений тарусского и стешевского морей Московской синеклизы.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 11.
- Швецов М. С. 1938. История Московского каменноугольного бассейна в динамическую эпоху.— *Труды МГРИ*, 12.
- Яблоков В. С. 1973. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы).— *Труды ГИН АН СССР*, вып. 248.
- Margalef R. 1963. On certain unifying principles in ecology.— *Amer. Naturalist*, 97.
- Margalef R. 1968. Perspectives in ecological theory. Univ. Chicago Press. Chicago.
- Odum E. P. 1969. The strategy of ecosystem development.— *Science*, 164.
- Rausser-Chernousova D. M. 1963. Einige Fragen zur Evolution der Fusuliniden.— *Evolutionary trends in Foraminifera*. Elsev. Publ. Company.
- Tansley A. G. 1935. The use and abuse of vegetational concepts and terms.— *Ecology*, 16.
- Tappan H. 1971. Microplankton, ecological succession and evolution.— *Proc. North Amer. Paleontol. Convention*. Chicago, 1969. Parth.
- Tappan H., Loeblich A. R. 1972. Fluctuating Rates of Protistan Evolution, Diversification and Extinction.— *Inter. Geol. Congress. Ses. 24, set. 7*. Montreal.
- Tappan H., Loeblich A. R. 1973. Evolution of the oceanic plankton.— *Earth — Sci. Rev.*, 9.
- Valentine J. W. 1968. The evolution of ecological unite above the population level.— *Journ. Paleontol.*, 42.
- Valentine J. W., Moores E. M. 1970. Plate-tectonic regulation of faunal diversity and sea level: Model.— *Nature*, N 228.
- Wicander E. R. 1975. Fluctuations in a Late Devonian — Early Mississippian phytoplankton flora of Ohio, USA.— *Palaeogeogr. Climatology, Ecology*, 17, N 2.

**The ecosystem analysis in the solution
of biostratigraphic problems of Carboniferous**

D. M. Rauser-Chernousova, E. A. Reitlinger

Change of ecological peculiarities of Carboniferous foramiferal assemblages has been traced in a certain succession within stratigraphical units of any rank. Similarity of successions of ecosystems has been established in recent sea basins and those of paleoecosystems in old aquatories. The change of succession consists of the following stages: early, mature and ageing. These stages coincide in principle with phases of the evolutionary stages of development of the organic kingdom (on the example of the phyletic evolution of foraminifers), i. e. with the phases of origination, flourish and formation. The ecological and phyletic evolutions are closely related being different sides of the same process. Repetition in a change of paleoecosystems is determined by the laws of self—development and general recurrence of the evolution of the Earth. The analysis of paleoecosystems enables us to concretize the concepts of an evolutionary stage and can serve as one of the principal bases for substantiation of biostratigraphical subdivisions and their boundaries.

О. А. ЛИПИНА

(Геологический институт АН СССР)

О МЕТОДАХ АНАЛИЗА ФАУНЫ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ГРАНИЦЫ ДЕВОНА И КАРБОНА

Границы стратиграфических подразделений, особенно таких крупных подразделений как системы, всегда вызывают много споров. Причина этого, с одной стороны — в сложности строения и состава пограничных отложений, многообразии путей развития разных групп фауны и флоры, с другой — в различных подходах к решению вопроса, в различии принципов определения границ. Кроме того, каждая граница, помимо общих с другими границами закономерностей, имеет и свою специфику, отличающую ее от других. Для решения вопроса стратиграфических границ необходимо рассмотреть каждую из них, чтобы выявить как общие положения, так и индивидуальные черты каждой границы.

По проблеме стратиграфических границ и критериев их проведения давно уже ведется дискуссия. Основные аспекты этой дискуссии следующие.

1. Синхронность или асинхронность развития разных групп органического мира. Одни исследователи считают, что разные группы организмов развиваются практически синхронно, либо колебания не превышают допустимой точности или одной зоны (Меннер, 1962; Ямниченко, 1966; Панфилов, 1968; Рейтлингер, 1970; Mousterde et al., 1972; и др.), другие отмечают, наоборот, асинхронность развития органического мира и других геологических явлений (Степанов, 1966; Фисуненко, 1966; Mamet, 1967; Покровская, 1968; Мейен, 1970; Tintant, 1972; и др.). О. В. Юферев (1974) высказывает мысль о синхронности развития мелководных фаун талассократических эпох и асинхронности его по отношению к развитию глубоководных фаун, а также фаун разных поясов во время геократических эпох.

2. Сколько и какие группы организмов брать за основу. Естественно, что те авторы, которые придерживаются точки зрения асинхронности развития, считают, что граница должна быть основана на одной архистратиграфической группе (Соколов, 1971, 1974; Tintant, 1972), или, в крайнем случае, на двух (для контроля) (Streel, 1972). В случае же синхронного развития (а иногда и асинхронного также), большей частью считается, что нужно стремиться к использованию всех или нескольких групп (Меннер, 1962; Степанов, 1966; Mamet, 1967).

3. Роль этапности эволюции в проведении границ стратиграфических подразделений. Здесь намечаются два аспекта: 1) является ли эволю-

ционная этапность единственным или главным критерием, или одним из критериев наравне с другими? и 2) по каким стадиям этапа нужно проводить границу? Противоположные точки зрения представляют Е. А. Рейтлингер (1965, 1970 и др.), которая ставит этапность в основу стратиграфических рубежей, и Б. С. Соколов (1971, 1974), считающий, что периодические явления в развитии организмов не могут служить основанием для проведения границ общих подразделений стратиграфической шкалы. Исследователи, придерживающиеся второй точки зрения, проводят границу по разным стадиям этапа: одни вначале, по появлению новых форм или по основанию переходных слоев (Либрович, 1948; Наливкин, 1948; Малахова, 1956; Резолюция VIII сессии Всес. палеонтол. об-ва, 1966), другие в середине этапа — по стадиям расцвета (Лепина, 1960; Юферев, 1974) или широкого распространения (Семихатова, 1970), или существенного обновления комплексов (Степанов, 1966), или вообще внутри этапа без уточнения стадий (Соколов, 1974) и т. д., наконец, третьи — в конце этапа — по вымиранию древних сообществ (Рождественский, в статье Донаковой, 1972).

4. Естественность и условность границ. С. В. Мейен (1970) считает, что любая граница, максимально естественная для одной группы, не будет таковой для многих других и что процесс вовлечения в анализ все нового материала бесконечен, благодаря чему создание стабильной схемы, базирующейся на максимально естественных рубежах, откладывается на неопределенный срок. Поэтому нужно на основе договоренности выбрать из нескольких «естественных рубежей» один, удобный практически и наиболее близкий к принятому. Примерно ту же мысль об условности уровней границ и критерии «удобства» высказывают И. М. Ямниченко (1966), О. В. Юферев (1973) и др.

В настоящей статье делается попытка проследить ход развития на границе девона и карбона разных групп организмов, важных для стратиграфии, выявить какие-то общие его черты и подойти на этом основании к принципам проведения границ вообще.

Автор приносит глубокую благодарность Л. И. Кононовой, В. А. Чижовой, Т. В. Бывшевой и М. В. Мартыновой за консультацию по вопросам стратиграфического и количественного распространения и эволюционных изменений разных групп организмов на рубежах в пределах пограничного времени.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РАЗНЫХ ГРУПП ОРГАНИЗМОВ В ПОГРАНИЧНОЕ ВРЕМЯ МЕЖДУ ДЕВОНОМ И КАРБОНОМ

Для анализа особенностей эволюции организмов в пограничное время взяты наиболее употребительные в стратиграфии группы фауны — фораминиферы, остракоды, брахиоподы, гониатиты и конодонты, а также споры и пыльца, характеризующие в какой-то мере изменения флоры.

Изученность эволюции разных групп организмов неравномерна. Не для всех из них составлены филогенетические схемы и для многих приходится довольствоваться сменой комплексов и количественным соотношением девонских и каменноугольных родов вместо рассмотрения характера эволюции. Весь фаменский век и раннее турне можно считать переходным временем между девоном и карбоном, когда происходит ломка направлений эволюции. В это переходное время возникают ведущие для него специфические таксоны, постепенно появляется и распространяется каменноугольная фауна и вымирает девонская. В пределах указанного интервала данный процесс начинается на разных уровнях для разных групп. Поэтому мы начинаем свое рассмотрение с нижнего фамена.

Однако обычно в литературе под переходным временем или переходными слоями понимается зона *Wocklumeria* или этрень, т. е. зона *Quasi-*

Т а б л и ц а

Схема корреляции переходных отложений между девоном и карбоном

Возраст отложений	Гониатитовые зоны	Фораминиферовые зоны и слои	Горизонты и слои региональных схем					
			Урал (горизонты)	Русская платформа		Донбасс	Тиман и Припечорье	Франко-Бельгийский бассейн
				Восточная часть	Западная часть			
Нижний турне	Gattendorfia	Слой с редкими <i>Chernyshinella</i>	Кыповский	Упинский		C ₁ ^t b	Упинский	Tn2a
		Малевский?		C ₁ ^t a ₂	Малевский	Tn1b или Tn2a		
		Малевский			Малевский? Нюмылгский?	Tn1b		
Фамен? Турне?	Wocklumeria	Зона Quasiendothyra kobeitusana s. l.	Лытвенский	Заволжский	Хованские	C ₁ ^t a ₁	Нюмылгский? Верхнезеленецкий?	Tn1a
	-----?	Слой с <i>Q. communis radiata</i> и редкими <i>Q. kobeitusana</i>	Лытвенский? Кушелгинский?		Тургеневско-озерские		Верхнезеленецкий Нижнезеленецкий	Fa3 (Fa2d)
Верхний фамен	Gonioclymenia (Clymenia)	Зона Quasiendothyra communis	Кушелгинский	Данково-лебедянские		Фамен	Нижнезеленецкий? Фамен?	-----?
	Мурзакеевский		Fa2c Fa2b Fa2a					
Нижний фамен		Слой с однокамерными и <i>Septaglomospirarella</i>	Макаровский	Задонско-елецкие				Фамен

dothyra kobeitusana s. str. или s. l. (см. таблицу), когда происходит основное смещение девонского и каменноугольного элементов, захватывающее все группы фауны. Этот интервал можно считать переходным временем в узком смысле.

При анализе развития разных групп фауны была использована этапность их эволюции.

Этапность может рассматриваться на разных таксономических уровнях — от видового до отрядного (этапы разного порядка). На границах систем происходят изменения в основном на родовом и более высоком уровне, но род удобнее для изучения этапности. Однако в разных работах эволюция рассматривается на разных таксономических уровнях, что также затрудняет сравнение между собой различных групп.

На каком бы уровне мы не рассматривали этапность, за этап развития таксона мы принимаем время с момента его появления до момента исчезновения (Липина, 1963а, б). Каждый этап делится на три крупные фазы или стадии, которые переживает каждый таксон в своей эволюции: становления, расцвета и угасания. Но развитие каждого рода имеет свою специфику. В частности, помимо указанных основных стадий могут присутствовать дополнительные, промежуточные. Так, стадии становления может предшествовать стадия первого появления таксона с еще очень непостоянным ареалом. В зависимости от условий среды и других факторов, род, возникнув, сразу завоевывает какое-то пространство и начинает быстро эволюционировать, или первые представители нового рода долго «прозябают» в отдельных экологических нишах, пока наступят подходящие условия для их дальнейшего развития. В первом случае стадии первого появления и становления будут практически совпадать, характеризуя одну зону, во втором они могут быть разделены довольно большим промежутком времени. Общим этим стадиям может часто предшествовать (или совпадать со стадией появления) еще стадия появления признаков нового рода в пределах старого рода-предка.

Стадии расцвета часто предшествует стадия закрепления признаков и широкого распространения.

Этапность, в основном, применима для тех групп, у которых изучена филогения. Однако при массовом материале характер фауны, ее распространенность может и без филогенетических схем отображать разные стадии этапа.

Фораминиферы

Если для девона в целом ведущими являются однокамерные и двухкамерные фораминиферы, и в меньшей степени многокамерные лагениды со светлой стекловатой стенкой, то каменноугольная система характеризуется развитием многокамерных спирально-свернутых фораминифер с зернистой секреторной стенкой — турнейеллид, эндотирид и фузулинид. Из них более примитивные надсемейства — *Tournayellidea* и *Endothyrida* характерны для нижнекаменноугольного отдела в целом.

Первое появление примитивных многокамерных фораминифер с секреторной стенкой, еще очень непостоянное, спорадическое, наблюдается во франском веке, где встречаются, главным образом, формы со слабыми пережимами стенки (Липина, Пронина, 1964), иногда более резко выраженными в последнем обороте (Дуркина, 1972), т. е. формы переходные от аммодисцид к турнейеллидам и от гломоспиранелл к септагломоспиранеллам.

В фамене род *Septaglomospiranella* уже значительно распространен. С разных уровней нижнего фамена появляются промежуточные формы между турнейеллидами и квазиэндотирами. Они имеют еще расплывчатые не закрепившиеся признаки. Происходит становление признаков септагломоспиранелл и квазиэндотир, которые впоследствии приобретут ста-

бильность и разойдутся по разным родам. В пределах рода *Septaglomospiranella* появляются отдельные формы с признаками квазиэндопир — более четкой септацией и с большим числом камер и оборотов. С ранним фаменом связана стадия появления признаков рода *Quasiendothyra* в пределах рода *Septaglomospiranella* и, возможно, появления единичных экземпляров самого рода *Quasiendothyra* (есть указание на единственный экземпляр рода *Quasiendothyra* в нижнем фамене р. Усуйли на Южном Урале — Султанаев, 1973). Эти переходные формы не успели еще завоевать различные экологические ниши, приспособлены только к определенным узким условиям среды, т. е. стенобионтны, и распространены в ограниченных ареалах. Малейшее ухудшение условий, отраженное в изменении фаций, приводит к отсутствию многокамерных фораминифер или запаздыванию его появления (в ряде регионов они появились только с позднего фамена).

Со времени «*Quasiendothyra bella*» (нижняя часть гониатитовой зоны *Platyclumenia*) начинается становление ведущего для переходных отложений рода *Quasiendothyra*. Квазиэндопир находятся еще на низкой ступени развития, они достаточно примитивны, имеют небольшие размеры, однослойную стенку и плохо развитые хоматы. Но они характеризуются уже достаточно обособившимися родовыми и видовыми признаками, завоевывают более обширные ареалы и обладают более широкой степенью адаптации. Септагломоспиранеллы тоже приобретают более четкие признаки (группа *Septaglomospiranella primaeva*).

Примитивные квазиэндопир (*Q. bella*) в процессе развития сменяются более высокоорганизованным видом *Q. communis*, являющимся индекс-видом одноименной зоны, которая охватывает верхнюю часть гониатитовой зоны *Platyclumenia* и всю зону *Gonioclymenia*. Род *Quasiendothyra* проходит в это время стадию закрепления признаков и широкого распространения; вид *Q. bella* стал уже эврифациален, но новый появившийся вид *Q. communis* еще достаточно стенофациален (*Q. bella* присутствует и в не очень благоприятных фациях, там, где *Q. communis* отсутствует).

С начала времени «*Wocklumeria*» (в слоях с *Quasiendothyra communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana*) появляются первые редкие представители крупных двухслойных квазиэндопир, достигающие затем своего расцвета во время «*Q. kobeitusana*» s. str. Виды, имеющие крупную раковину с двухслойной стенкой, такие как *Q. kobeitusana*, *Q. konensis* и *Q. dentata*, завершают цикл развития квазиэндопир, которые позже, в начале времени «*Gattendorfia*», встречаются лишь как редкие доживающие элементы.

Время «*Q. kobeitusana*» s. str. представляет собой кульминационный момент развития квазиэндопир — они достигают своего наибольшего разнообразия как в отношении числа видов, так и в отношении внутривидовой изменчивости. Это формы крупные, с наивысшим выражением четких признаков рода — стекловато-лучистый слой, хоматы, специфическое наививание, большое число камер. Также и в количественном отношении как новые, характерные для данной зоны виды крупных двухслойных квазиэндопир, так и индекс-вид предыдущей зоны — *Q. communis* достигают наибольшего распространения. Род *Quasiendothyra* переживают в это время стадию расцвета и специализации; вид *Q. communis* становится уже относительно эврибионтным по сравнению с новыми стенобионтными крупными видами квазиэндопир с двухслойной стенкой. Последние отсутствуют в фациях, характеризующих несколько ухудшенные условия, тогда как *Q. communis* в них есть.

Наиболее древний примитивный подрод эндопир — *Laxoendothyra*¹ появляется в зоне *Quasiendothyra communis* и достигает расцвета тоже

¹ К этому подроду мы относим группы *Endothyra concavamerata* и *E. parakosvensis*, обильно и разнообразно представленные в переходных слоях Западной Европы.

в зоне *Q. kobeitusana*, где так же как и род *Quasiendothyra*, он характеризуется наибольшим разнообразием и широким распространением, но в отличие от квазиэндотир не кончает своего существования, а развивается на протяжении всего раннего карбона.

Что касается сопутствующего комплекса, то кроме однокамерных, которые принадлежат по существу к девонскому типу фауны и в карбоне играют второстепенную роль, в этой зоне развиты турнейеллиды — септаглоспиранеллы, септатурнейеллы и впервые появившиеся, еще редкие чернышинееллы. Септаглоспиранеллы появляются в раннем фамене, септатурнейеллы в позднем фамене (в основании зоны *Septatournayella gauzeae*); они мало меняются на протяжении всего переходного времени.

Проанализируем рассмотренные группы фораминифер, распространенных в переходных отложениях девона и карбона, с точки зрения их возрастных категорий.

1. Однокамерные фораминиферы (*Parathurammina*, *Vicinesphaera*, *Archaeosphaera*, *Bisphaera*, *Eovolulina*, *Eotuberitina*) представляют девонский тип фауны. Вследствие своей древности они к рубежу девон-карбон стали уже эврибионтными и как фон присутствуют во всех типах известняков, а в неблагоприятных для стенофациальных форм фациях господствуют или являются единственными представителями фораминифер. Они проходят более или менее без изменения от раннего девона (или даже ранее) до конца раннего карбона (лишь род *Cribrosphaeroides* исчезает в кровле зоны *Quasiendothyra kobeitusana*). Но по сравнению с нижней частью девона однокамерные фораминиферы в переходных отложениях девона и карбона теряют свое ведущее значение.

2. Турнейеллиды принадлежат уже к карбоновому типу фауны — к его наиболее примитивному надсемейству, характерному для турнейского века. Они появляются с начала фамена в небольшом числе видов и также почти не изменяясь проходят до времени *Q. kobeitusana* включительно, затем, после некоторого перерыва (неблагоприятные условия) дают вспышку видообразования в тех же родах в позднем турне, которое можно охарактеризовать как время расцвета турнейеллид. В визейском веке они угасают.

3. Квазиэндотирсы являются ведущей группой пограничных слоев девона и карбона и поэтому заслуживают пристального внимания. Они распространены только в переходных слоях девона и карбона и в этом смысле их можно назвать «переходным» элементом фауны, применяя этот термин только в возрастном смысле, т. е. характерный для переходных слоев от девона к карбону. Квазиэндотирсы не только принадлежат к каменноугольному типу фауны, но являются довольно высоко организованным его представителем. Они относятся к надсемейству *Endothyridae*, ведущему для всего карбона и распространенному вплоть до верхов карбона. По ряду признаков они представляют собой высокоразвитую группу эндотирид: обладают всеми основными типами навивания (от клубкообразных до почти плоскоспиральных), хоматами, относительно большим числом камер (признаки, характерные уже для фузулинид), сложным ситовидным устьем и дифференцированной стенкой (что типично для фораминифер, начиная с визейского яруса). Правда, перечисленные признаки здесь еще не достаточно закрепились и поэтому довольно непостоянны и не имеют большого таксономического значения (благодаря чему группа обладает широкой амплитудой изменчивости), но представляют собой характерные признаки квазиэндотир.

Таким образом, каменноугольный, и при этом довольно высокий по своей организации, облик этой ведущей группы переходных слоев не вызывает сомнения. Цикл ее развития начинается в раннем фамене (фаза первого появления, совмещающаяся с появлением признаков рода в пределах рода *Septaglomospiranella*). В начале позднего фамена она переживает стадию становления (зона *Quasiendothyra bella*) затем — широкого

распространения и стабилизации (зона *Q. communis*) и, наконец, стадию расцвета и специализации (зона *Q. kobeitusana*). После этого она быстро угасает в начале времени «*Gattendorfia*» или Tnlb Западной Европы. Лишь в Сибири стадия угасания, возможно, затягивается до позднего турне включительно (Юферев, 1973). Примитивные формы квазиэндоотир дают потомство в виде инфлято- и затем спиноэндоотир, характерных для позднего турне.

4. Лаксоэндоотир уже не только входит в состав каменноугольного надсемейства, но и принадлежит к типично каменноугольному роду *Endothyra*, характерному для карбона и являющемуся ведущим для визейского века. Этот род появляется во время «*Q. communis*» и представлен наиболее примитивными представителями — под родами *Laxoendothyra* и в меньшей степени *Tuberendothyra* и *Granuliferella*. Лаксоэндоотир переживает расцвет, начиная с времени «*Quasiendothyra kobeitusana*» и до начала позднего турне включительно.

Таким образом, девонская часть фораминифер (однокамерные) имеет в пограничных слоях второстепенное значение и не играет никакой роли в стратиграфии. Ведущие для этого времени квазиэндоотир, принадлежащие к категории родов, характерных для переходного времени, имеют явно каменноугольный облик. Представители каменноугольной фауны — эндоотир — также важны для стратиграфии описываемых отложений и характеризуются расцветом наиболее примитивного своего под рода *Laxoendothyra*. Сопутствующие турнейеллиды тоже относятся к каменноугольному элементу. Следовательно, общий облик фораминифер пограничных слоев девона и карбона явно каменноугольный, а не девонский.

Переходным этапом между девоном и карбоном по фораминиферам (этап развития квазиэндоотир) можно назвать интервал, начиная с раннего фамена до времени с доживающими квазиэндоотирами включительно.

Остракоды

Для выводов об эволюции остракод использовались работы В. А. Чижовой (1967, 1970), где приведены филогенетические схемы.

Остракоды, развитые в переходное время от девона к карбону, резко делятся на две экологические группы: с одной стороны, отряды *Palaeosorida* и *Podosorida* и, с другой — *Myodosorida* (семейство *Entomozoidae*) (Чижова, 1967, 1970). Первые характерны для Русской платформы и обильны в Тимано-Печорских карбонатных и карбонатно-терригенных разрезах и представляют собой фауну шельфа. Вторые распространены в терригенных фациях Рейнских сланцевых гор и терригенно-карбонатных разрезах Верхне-Печорской впадины, представляющих собой относительно глубоководные отложения некомпенсированного прогиба. Они являются представителями пелагической фауны и в Верхне-Печорской впадине присутствуют совместно с палео- и подокопидами.

В. А. Чижова намечает в эволюционном развитии остракод фамена и раннего турне несколько этапов.

1) Ранне-фаменский. Преобладают архаичные девонские роды, развитые в предшествующее фамену время, которые находятся в стадии угасания. Но уже начинаются первые изменения в пределах ведущего для переходного времени семейства *Knoxidae*: некоторая пластичность признаков у рода *Knoxiella* и возникновение рода *Plavskella*, исчезающего в конце хованского времени и, следовательно, относящегося к «переходной» категории. Среди энтомозоид тоже отмечается спорадическое появление «...некоторых элементов...», получивших распространение уже в каменноугольный период» (Чижова, 1967, стр. 169). Таким образом, раннему фамену соответствует стадия появления признаков новых родов, характерных для переходного времени, еще в пределах старых родов-предков и отчасти появления уже самих этих новых родов.

2) Поздне-фаменский. Происходит становление и закрепление признаков рода *Glyptolichwinella* (распространенного еще спорадически), продолжает развиваться пластичность ряда признаков ноксид, которые закрепляются позднее. Кроме того, начинается расцвет рихтерин. Данный этап можно классифицировать, видимо, как стадию становления ноксид и других родов переходного времени и начало расцвета рихтерин.

3) Тургеневско-упинский. Закрепились новые, появившиеся в предшествующем этапе признаки семейства Knoxidae, среди которого возникает и переживает расцвет ряд новых ведущих для переходного времени родов (*Tchizhovella*, *Posnerina*) и роды, характерные для карбона (*Carboprimitia*, *Oliganiscus*). Среди другого семейства клоденелляций — Perprimitiidae в тургеневско-упинский этап появляется развитый в карбоне род *Beyrichiopsis*, а род *Evlanella* переживает вспышку видообразования и получает наибольшее распространение; у «переходного» рода *Glyptolichwinella* число видов постепенно нарастает с начала тургеневского времени и получает свою кульминацию в упинское время. Появляется также несколько новых характерных для карбона родов семейства Paraparchitidae (*Shemonaella*, *Chamishaella*, *Shivaella* и *Shishaella*), *Glyptopleura*, *Bernix* и род переходного времени — *Armenites*. Расцвет двух родов, характерных для карбона (*Carboprimitia* и *Glyptopleura*) начинается с этого времени. Продолжается расцвет двух ведущих подродов рихтерин переходного времени (*Richterina* и *Maternella*); подрод *Fossirichterina* угасает.

В. А. Чиждова считает тургеневско-упинское время обособленным этапом в развитии остракод надсемейства Kloedenellacea. Уровни внутри этого этапа отмечаются слабее.

Таким образом, тургеневско-упинский этап представляет собой стадию расцвета ноксид, а также ведущих родов переходного времени из других семейств. Что касается родов, распространенных в карбоне, то начало этапа отражает стадии появления и становления, а в основном это — стадия закрепления признаков и широкого распространения, а иногда и начала расцвета, например, у родов *Carboprimitia* и *Glyptopleura*. У первого из них расцвет начинается с тургеневского времени, у второго — с хованского.

По сравнению с фораминиферами переходный этап у остракод затягивается до упинского времени включительно.

Из анализа филогенетических схем, предложенных В. А. Чиждовой, следует, что палеокопид и подокопид можно разделить на следующие возрастные категории.

1) Девонские угасающие роды, заканчивающие полный цикл своего развития на разных уровнях: пять родов в пределах раннего фамена, три рода (*Neokloedenella*, *Evlanovia* и *Mennerites*) на рубеже раннего и позднего фамена, один род (*Semichatovella*) в начале тургеневского времени (т. е. в основании слоев с редкой *Quasiendothyra kobeitusana* или зоны *Wocklameria*?), один род, в начале малевского времени (*Buregia*).

2) Роды, распространенные ранее фамена, но дающие вспышку в позднефаменское время (т. е. в зонах *Quasiendothyra bella* и *Q. communis*) и угасающие в основном к началу малевского времени — *Kozlowskiella*, *Phlyctiscapha* и *Aparchitellina*. В. А. Чиждова (1967) эти три рода считает реликтами более древнего семейства *Beyrichiidae*, дающими вспышку видообразования с приобретением пластичности ряда признаков в позднефаменское и хованское время.

3) Роды, дающие вспышку в тургеневско-упинское время. Из них четыре рода появляются на его рубеже или немного ранее и после упинского времени не развиваются (*Tchizhovaella*, *Posnerina*, *Glyptolichwinella* и *Sulcella*) и четыре рода (*Evlanella*, *Knoexiella*, *Kloedenellitina* и *Bairdiocypris*) переходят из дофаменского девона, но вымирают в разное время: первый и последний в конце упинского времени, второй на рубеже турне

и визе, третий значительно распространен в визе и позже. Время расцвета родов *Kloedenellitina* и *Bairdiocypris* наступает несколько ранее: с позднефаменского до хованского включительно. Один из родов ноксид, *Plavskella*, характеризует весь фамен.

К числу характерных родов переходного времени относится также пелагический род *Richterina* из семейства Entomozoidae, так как он распространен, главным образом, начиная с позднего фамена и до зоны Gattendorfia и в этих же пределах испытывает расцвет (кроме одного более древнего подрода *Volkina* с расцветом в позднефранское и раннефаменское время). Расцвет подрода *Fossirichterina* падает на дотургеневский поздний фамен, подрода *Richterina* — от времени «Goniclumenia» до времени «Wocklumeria» включительно, подрода *Maternella* — во время «Wocklumeria», т. е. в тургеневско-хованское время.

4) Роды, характерные для карбона, начинающие свое развитие в переходное время от девона к карбону или в девоне и распространенные более или менее равномерно в карбоне. Некоторые из них дают вспышку в позднем турне или в визе; из последних начинает свое существование в тургеневское время *Carboprimitia*, *Beyrichiopsis*, *Glyptopleura* (?), в позднекобейтузановое время — роды семейства Paraparchitidae (*Shemonaella*, *Chamishaella*, *Shivaella* и *Shisheella*) и типичные *Glyptopleura*, в начале времени «Gattendorfia» — *Bernix*.

Остальные роды — проходящие через девон и карбон.

Таким образом, можно сказать, что: 1) многие девонские роды угасают в раннем фамене; 2) специфические роды переходного времени, переживающие расцвет в тургеневско-упинский этап и не распространенные (или мало распространенные) ни в дофаменском девоне, ни в позднем турне и визе, имеют ведущее значение для данного времени; 3) в тургеневско-упинское время на разных уровнях появляется значительное число родов, характерных для карбона.

Из всего сказанного следует, что некоторые ведущие роды остракод переходного времени появляются до фамена и испытывают стадию становления в позднем фамене (дотургеневское время), стадию расцвета — в тургеневско-упинское время и стадию угасания — от конца упинского и до конца визе. Другие роды из этого же переходного интервала все четыре стадии переживают, не выходя за пределы тургеневско-упинского времени. Для родов, характерных для карбона, тургеневско-упинское время соответствует стадиям от появления до закрепления признаков и широкого распространения, иногда — началу расцвета. Девонские роды находятся в стадии угасания и исчезают на разных уровнях в течение переходного времени.

Брахиоподы

В литературе по брахиоподам описываемого времени отсутствуют филогенетические схемы, поэтому мы не можем судить об этапности развития отдельных филогенетических ветвей, а лишь можем попытаться проследить этапы развития каменноугольного комплекса в целом на протяжении пограничного времени.

В фамене господствуют девонские роды *Cyrtospirifer*, *Mucrospirifer*, *Atrypa*, *Dalmanella*, *Lingulipora*, *Aulacella*, *Schumardella*, *Spinulicosta* и девонские виды родов *Leuorhynchus* и *Camarotoechia*. Постепенно они сменяются каменноугольными родами *Chonetipustula*, *Rugosochonetes*, *Ovatia*, *Brachythyris*, *Crurithyris* и др. (Семихатова, 1970; Калашников, 1970).

Единичные представители каменноугольного вида *Crurithyris urei* встречаются в верхней части данково-лебедянских слоев востока Русской платформы, т. е. в верхней части зоны *Quasiendothyra communis*. В той же зоне (в ее нижней части) встречаются «редкие формы, близкие к этрепским» (Рейтлингер, Семихатова и др., 1975) в Центральном Казахстане. На Восточном Памире на этом же уровне (верхи зоны *Prolobites*—*Pla-*

tyclymenia и низы зоны Laevigites-Gonioclymenia) встречена смешанная девоно-каменноугольная фауна брахиопод этренского типа (Карпетов, 1971).

В Тимано-Печорском регионе в нижней части зеленоцкого горизонта (который, по мнению одних авторов, начинается с зоны Platyclymenia, а других — с заволжского горизонта) распространены 27% доживающих девонских брахиопод, 55% этренских и 18% каменноугольных форм. Впервые появляющиеся в этих отложениях каменноугольные роды составляют 23% (Фотиева, 1973). В устькарагандинских слоях Центрального Казахстана появляются первые редкие *Tenisia dada* и *Spirifer sibiricus* (Мартынова, 1967).

В нижней части заволжского горизонта Волго-Уральской нефтегазональной провинции, соответствующей слоям с редкой *Q. kobeitusana* или тургеневско-кудояровским слоям Русской платформы, распространены каменноугольные виды — *Camarotoechia panderi*, *C. mitchelleanensis* и *Plicatifera fallax* совместно с девонскими родами *Cyrtospirifer*, *Lamelispirifer*, *Dalmanella* и видами *Camarotoechia ex gr. livonica* и *Leiorchynchus baschkiricus* (Рейтлингер, Семихатова и др., 1975). В Мугоджарах, видимо, в этой части разреза происходит обновление комплекса брахиопод (появление *Linoproductus laevicostus*, *Camarotoechia panderi*, *Sphaerospira ex gr. julii* и др.), что заставляет Х. С. Розман (1962) отнести ее к карбону (1 пачка джанганинских слоев). На Южном Урале (Крестовников, 1962) в тех же слоях (слои 1—2 Зиганского разреза) на один девонский вид приходится пять каменноугольных. Здесь встречаются *Productus chonetiformis*, *Aulacella interlineata* и др. В Средней Азии в зоне *Adolfia talassica*, соответствующей зонам *Quasiendothyra communis* и *Q. communis radiata*, также имеется каменноугольный вид — *Camarotoechia mitchelleanensis* (Рейтлингер, Семихатова и др., 1975).

В зоне *Quasiendothyra kobeitusana* s. str. комплекс значительно обогащается новыми видами. Помимо перечисленных видов, появившихся ранее, здесь отмечаются *Seminula strunianensis*, *Paulonia ranovensensis*, *Schuchertella planiuscula*, *Rugosochonetes malevkensis*, *Composita pectinata*, *Camarotoechia pleurodon*, *Avonia (Spinulicosta) nigra*, *Spirifer tornacensis*, *Sp. strunianus*, *Rhipidomella michelini* и др. (Крестовников, 1962; Семихатова, 1970; Conil, Pirlet, 1970). При этом каменноугольное сообщество сильно распространяется, охватывая уже почти все регионы (Франко-Бельгийский бассейн, Русская платформа, Донбасс, Тимано-Печорский регион, Южный Урал, Мугоджары, Тянь-Шань, Сибирь). Одновременно в описываемых слоях присутствуют девонские виды, которые постепенно угасают к концу времени *Q. kobeitusana*. На Южном Урале из 28 распространенных здесь видов 10 — девонские, 12 — каменноугольные, 2 эндемичных и 4 неопределимых до вида (Крестовников, 1962). Некоторые формы, имеющие корни в девоне, представлены новыми видами и разновидностями. В. Н. Крестовников считает фауну брахиопод описываемого времени (так же как и предшествующего) смешанной девоно-каменноугольной с преобладанием каменноугольных видов. Он отмечает резкую вспышку видо- и родообразования (в предшествующем времени было всего 6 родов, в описываемом 28). Помимо большой численности наблюдается большое разнообразие — присутствие элементов фаун разных провинций. В Франко-Бельгийском бассейне из ведущих видов брахиопод один является девонским (*Spirifer verneuli*), один специфически этренским, не выходящим за пределы описываемых слоев (*Sphaenospira julii*), и четыре, начинающих свое существование в данное время и продолжающих в раннем карбоне: *Avonia (Spinulicosta) nigra* — до среднего турне, *Spirifer strunianus* — до позднего, *Spirifer tornacensis* и *Rhipidomella michelini* — до раннего визе (Conil, Pirtet, 1970).

Во время с редкими доживающими квазиэндотирами и с однокамерными фораминиферами комплексы брахиопод существенно не отличаются от

предшествующих кроме того, что девонские виды к этому времени уже вымирают и всюду, в том числе и в тех немногих районах, где еще господствовали девонские виды (Центральный Казахстан, например), окончательно устанавливаются каменноугольные сообщества брахиопод. В слоях с примитивными чернышинеллами (упинский горизонт) происходит лишь некоторая смена видового состава брахиопод.

Н. Н. Лапина (1973) брахиопод лытвенского горизонта Южного Урала (зона *Q. kobeitusana*) делит на четыре категории, полностью совпадающие с категориями, выделенными нами по фораминиферам и остракодам: к первой категории она относит руководящие виды лытвенского горизонта, которые распространены только в последнем [*Rugosochonetes malevkensis*, *Avonia* (*Spinulicosta*) *nigra*, *Leiorhynchus kiselicus* var. *inflata*, *Spirifer centronatus*, *Syringothyris uralensis*]. Это — формы, характерные для «переходных» слоев. Вторая категория — виды, впервые здесь появившиеся и перешедшие в вышележащие отложения, т. е. каменноугольные (*Chonetipustula plicata*, *Leptaena analoga*, *Spirifer attenuatus*, *Brachythyris suborbicularis*). Третья категория — доживающие девонские виды (*Mucrospirifer karaukensis*, *Pugnax planus*). Наконец, к четвертой категории относятся «транзитные» виды, которые по существу принадлежат также к каменноугольной категории, так как появляются в лытвенском горизонте и распространены в нижнем карбоне (*Rhytidomella michelini*, *Schizophoria resupinata* и представители семейств Orthotetidae и Dielasmatidae).

Те же категории в лытвенском горизонте выделяет и И. М. Гарань (1974) на Среднем Урале. К свойственным только лытвенскому горизонту она относит следующие виды: *Schizophoria chouteauensis*, *Plicochonetes geniculatus*, *P. margaritaceus*, *Productella subaculeata*, *Mesoplica praelonga*, *M. abyshevensis*, *Spinulicosta* (*Avonia*) *nigra*, *Rugauris* cf. *unica*, *Semiproductus irregularicostatus*, *Hunanospirifer* cf. *kurecki*, *Brachythyris peculiaris*, *B. chouteauensis*, *Athyris angelica*, *A. aff. pushiana*, *Hustedia tulensis*. Эта и следующая категория каменноугольных видов, начинающих свое существование в лытвенское время, многочисленна. Девонские роды (*Leiorhynchus*, *Productella*, *Cyrtospirifer*) составляют всего 28%.

Таким образом, как и в других группах организмов, среди брахиопод в пограничных слоях распространены девонские, характерные для переходных отложений, и каменноугольные формы, но, видимо, в основном, скорее видового, а не родового ранга. Из ведущих «переходных» родов пока известен только род *Tenisia* (= *Omolonospirifer*), широко распространенный и испытывающий расцвет во время «*Quasiendothyra kobeitusana*» в Азиатской части СССР — от Казахстана до севера Сибири, но начинающий свое существование по крайней мере с предшествующего времени «*Q. communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana*», а может быть и ранее. Из видов «переходной» категории, распространенных в зоне *Q. kobeitusana* s. l., кроме перечисленных уже видов лытвинского горизонта, можно указать еще *Tenisia dada*, *Cyrtospirifer sibiricus*, *Lamellispirifer tylothyrisformis*, *Seminula struniensis* и другие. *Rugosochonetes malevkensis* ограничивается в своем распространении зоной *Q. kobeitusana* и малевским горизонтом. Примерно те же пределы распространения имеет *Cyrtospirifer sibiricus*, который появляется вместе с *Tenisia dada*, а расцветает в начале кассинского времени, т. е. в слоях с доживающими квазиэндотирами.

Этапность развития комплексов брахиопод рассматривают Н. В. Калашников (1970, 1971) и С. В. Семихатова (1970). Последний автор считает, что слоям с редкими *Q. kobeitusana* соответствует стадия первого появления каменноугольных элементов среди брахиопод (однако, как было уже указано, впоследствии они были найдены ниже), а зоне *Q. kobeitusana* s. str. — стадия устойчивого распространения. Н. В. Калашников относит лытвенский горизонт к раннетурнейской начальной фазе турнейского этапа третьего порядка.

tyclymenia и низы зоны Laevigites-Gonioclymenia) встречена смешанная девоно-каменноугольная фауна брахиопод этреньского типа (Карпетов, 1971).

В Тимано-Печорском регионе в нижней части зеленецкого горизонта (который, по мнению одних авторов, начинается с зоны Platyclymenia, а других — с заволжского горизонта) распространены 27% доживающих девонских брахиопод, 55% этреньских и 18% каменноугольных форм. Впервые появляющиеся в этих отложениях каменноугольные роды составляют 23% (Фотиева, 1973). В устькарагандинских слоях Центрального Казахстана появляются первые редкие *Tenisia dada* и *Spirifer sibiricus* (Мартынова, 1967).

В нижней части заволжского горизонта Волго-Уральской нефтегазональной провинции, соответствующей слоям с редкой *Q. kobeitusana* или тургеневско-кудьяровским слоям Русской платформы, распространены каменноугольные виды — *Camarotoechia panderi*, *C. mitcheldeanensis* и *Plicatifera fallax* совместно с девонскими родами *Cyrtospirifer*, *Lamellispirifer*, *Dalmanella* и видами *Camarotoechia* ex gr. *livonica* и *Leiorchynchus baschkiricus* (Рейтлингер, Семихатова и др., 1975). В Мугоджарах, видимо, в этой части разреза происходит обновление комплекса брахиопод (появление *Linoproductus laevicostus*, *Camarotoechia panderi*, *Sphaerospira* ex gr. *julii* и др.), что заставляет Х. С. Розман (1962) отнести ее к карбону (1 пачка джанганинских слоев). На Южном Урале (Крестовников, 1962) в тех же слоях (слои 1—2 Зиганского разреза) на один девонский вид приходится пять каменноугольных. Здесь встречаются *Productus chonetiformis*, *Aulacella interlineata* и др. В Средней Азии в зоне *Adolfia talassica*, соответствующей зонам *Quasiendothyra communis* и *Q. communis radiata*, также имеется каменноугольный вид — *Camarotoechia mitcheldeanensis* (Рейтлингер, Семихатова и др., 1975).

В зоне *Quasiendothyra kobeitusana* s. str. комплекс значительно обогащается новыми видами. Помимо перечисленных видов, появившихся ранее, здесь отмечаются *Seminula strunienensis*, *Paulonia ranovensis*, *Schuchertella planiuscula*, *Rugosochonetes malevkensis*, *Composita pectinata*, *Camarotoechia pleurodon*, *Avonia (Spinulicosta) nigra*, *Spirifer tornacensis*, *Sp. strunianus*, *Rhipidomella michelini* и др. (Крестовников, 1962; Семихатова, 1970; Conil, Pirlet, 1970). При этом каменноугольное сообщество сильно распространяется, охватывая уже почти все регионы (Франко-Бельгийский бассейн, Русская платформа, Донбасс, Тимано-Печорский регион, Южный Урал, Мугоджары, Тянь-Шань, Сибирь). Одновременно в описываемых слоях присутствуют девонские виды, которые постепенно угасают к концу времени *Q. kobeitusana*. На Южном Урале из 28 распространенных здесь видов 10 — девонские, 12 — каменноугольные, 2 эндемичных и 4 неопределимых до вида (Крестовников, 1962). Некоторые формы, имеющие корни в девоне, представлены новыми видами и разновидностями. В. Н. Крестовников считает фауну брахиопод описываемого времени (так же как и предшествующего) смешанной девоно-каменноугольной с преобладанием каменноугольных видов. Он отмечает резкую вспышку видо- и родообразования (в предшествующем времени было всего 6 родов, в описываемом 28). Помимо большой численности наблюдается большое разнообразие — присутствие элементов фаун разных провинций. В Франко-Бельгийском бассейне из ведущих видов брахиопод один является девонским (*Spirifer verneuili*), один специфически этреньским, не выходящим за пределы описываемых слоев (*Sphaenospira julii*), и четыре, начинающих свое существование в данное время и продолжающих в раннем карбоне: *Avonia (Spinulicosta) nigra* — до среднего турне, *Spirifer strunianus* — до позднего, *Spirifer tornaensis* и *Rhipidomella michelini* — до раннего визе (Conil, Pirtet, 1970).

Во время с редкими доживающими квазиэндотирами и с однокамерными фораминиферами комплексы брахиопод существенно не отличаются от

предшествующих кроме того, что девонские виды к этому времени уже вымирают и всюду, в том числе и в тех немногих районах, где еще господствовали девонские виды (Центральный Казахстан, например), окончательно устанавливаются каменноугольные сообщества брахиопод. В слоях с примитивными чернышинеллами (упинский горизонт) происходит лишь некоторая смена видового состава брахиопод.

Н. Н. Лапина (1973) брахиопод лютвенского горизонта Южного Урала (зона *Q. kobeitusana*) делит на четыре категории, полностью совпадающие с категориями, выделенными нами по фораминиферам и остракодам: к первой категории она относит руководящие виды лютвенского горизонта, которые распространены только в последнем [*Rugosochonetes malevkensis*, *Avonia* (*Spinulicosta*) *nigra*, *Leiorhynchus kiselicus* var. *inflata*, *Spirifer centronatus*, *Syringothyris uralensis*]. Это — формы, характерные для «переходных» слоев. Вторая категория — виды, впервые здесь появившиеся и перешедшие в вышележащие отложения, т. е. каменноугольные (*Chonetipustula plicata*, *Leptaena analoga*, *Spirifer attenuatus*, *Brachythyris suborbicularis*). Третья категория — доживающие девонские виды (*Mucrospirifer karaukensis*, *Pugnax planus*). Наконец, к четвертой категории относятся «транзитные» виды, которые по существу принадлежат также к каменноугольной категории, так как появляются в лютвенском горизонте и распространены в нижнем карбоне (*Rhytidomella michelini*, *Schizophoria resupinata* и представители семейств Orthotetidae и Dielasmatidae).

Те же категории в лютвенском горизонте выделяет и И. М. Гарань (1974) на Среднем Урале. К свойственным только лютвенскому горизонту она относит следующие виды: *Schizophoria chouteauensis*, *Plicochonetes geniculatus*, *P. margaritaceus*, *Productella subaculeata*, *Mesoplica praelonga*, *M. abyshevensis*, *Spinulicosta* (*Avonia*) *nigra*, *Rugauris* cf. *unica*, *Semiproductus irregularicostatus*, *Hunanospirifer* cf. *kurecki*, *Brachythyris peculiaris*, *B. chouteauensis*, *Athyris angelica*, *A. aff. pushiana*, *Hustedia tulensis*. Эта и следующая категория каменноугольных видов, начинающих свое существование в лютвенское время, многочисленна. Девонские роды (*Leiorhynchus*, *Productella*, *Cyrtospirifer*) составляют всего 28%.

Таким образом, как и в других группах организмов, среди брахиопод в пограничных слоях распространены девонские, характерные для переходных отложений, и каменноугольные формы, но, видимо, в основном, скорее видового, а не родового ранга. Из ведущих «переходных» родов пока известен только род *Tenisia* (= *Omolonospirifer*), широко распространенный и испытывающий расцвет во время «*Quasiendothyra kobeitusana*» в Азиатской части СССР — от Казахстана до севера Сибири, но начинающий свое существование по крайней мере с предшествующего времени «*Q. communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana*», а может быть и ранее. Из видов «переходной» категории, распространенных в зоне *Q. kobeitusana* s. l., кроме перечисленных уже видов лютвинского горизонта, можно указать еще *Tenisia dada*, *Cyrtospirifer sibiricus*, *Lamellispirifer tylothyrisformis*, *Seminula struniensis* и другие. *Rugosochonetes malevkensis* ограничивается в своем распространении зоной *Q. kobeitusana* и малевским горизонтом. Примерно те же пределы распространения имеет *Cyrtospirifer sibiricus*, который появляется вместе с *Tenisia dada*, а расцветает в начале кассинского времени, т. е. в слоях с доживающими квазиэндотирами.

Этапность развития комплексов брахиопод рассматривают Н. В. Калашников (1970, 1971) и С. В. Семихатова (1970). Последний автор считает, что слоям с редкими *Q. kobeitusana* соответствует стадия первого появления каменноугольных элементов среди брахиопод (однако, как было уже указано, впоследствии они были найдены ниже), а зоне *Q. kobeitusana* s. str. — стадия устойчивого распространения. Н. В. Калашников относит лютвенский горизонт к раннетурнейской начальной фазе турнейского этапа третьего порядка.

Судя по описанному выше распространению брахиопод, стадия первого появления каменноугольных форм соответствует зоне *Q. communis*; слоям с *Q. communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana* — стадия становления, а зоне *Q. kobietusana s. str.* — стадия закрепления признаков и широкого распространения (по С. В. Семихатовой, компоненты, слагающие комплекс, приобрели в это время четкие таксономические признаки, занимают обширный ареал и встречаются в достаточном количестве).

Гониатиты

По гониатитам фаменский век также обособляется как переходный между девоном и карбоном и в нем выделяются те же временные категории родов, что и у фораминифер и остракод. Данные по гониатитам взяты у В. Е. Руженцева (1960, 1965), Б. И. Богословского (1967, 1969, 1971) и Е. Папрот (Paproth, 1971).

На рубеже франского и фаменского веков вымирает большая часть девонских агониатитов, в частности, подотряд *Sephuroceratina*. Происходит почти полное обновление комплекса аммоноидей: из 70 родов, распространенных в фамене, 66 здесь же и появляются (Богословский, 1967).

Из девонских (дофаменских) доживающих агониатитов в фамене присутствуют семейства *Anarcestidae* (один род) и семейство *Prolobitidae*, а из гониатитов — семейство *Tornoceratidae*. Все они вымирают на рубеже времени «*Wocklumeria*» и «*Gattendorfia*».

С начала фамена появляется большое число новых групп из всех отрядов. Огромное большинство этих групп распространено только в фамене и вымирает также на рубеже времени «*Wocklumeria*» и «*Gattendorfia*». Главной ведущей фаменской группой аммоноидей является отряд *Klimeniida*. Весь цикл его эволюции проходит в течение фаменского века, где он пышно развивается, дает вспышку видо- и родообразования и вымирает к концу воклюмериевского времени. Это группа очень своеобразная, развивающаяся своими особыми путями эволюции. Среди гониатид также существуют крупные фаменские группы — семейства *Cheiloceratidae*, *Dimeroceratidae*, *Sporadoceratidae* и *Posttornoceratidae*. Первые два почти не выходят за пределы раннего фамена, третье вымирает в конце фамена, а четвертое появляется в середине фамена и к концу его вымирает.

Каменноугольные роды в фамене немногочисленны — это роды из семейства *Prionoceratidae* (из надсемейства *Cheilocerataceae*), которое возникло в фамене, испытывает расцвет в турне и достаточно распространено в визе, и род *Gattendorfia* (подрод *Balvia*), появившийся в поздне-воклюмериевое время.

Таким образом, подавляющая часть аммоноидей фамена принадлежит к специфическим группам, т. е. группам «переходной» категории, благодаря чему фаменский этап особенно четко обособляется от предшествующего и последующего.

Для нижнего фамена (зона *Cheiloceras*) характерно широкое распространение семейств *Cheiloceratidae*, *Dimeroceratidae* и *Sporadoceratidae*. Из 21 распространенных в этой зоне рода 17 появились впервые.

В верхнем фамене господствуют климении, благодаря чему он резко отличается от нижнего фамена. Из 32 родов только 9 возникло в хейлоцеровое время, а 23 рода появились здесь впервые. Климении дают четкое разделение на зоны внутри фаменского этапа.

Для зоны *Platyclymenia* характерны климениииды и пролобитиды. В нижней подзоне появляются первые климении и редкие представители рода *Prolobites* на фоне широко развитых торноцератид и рода *Sporadoceras*. В средней подзоне широко развиты климении и обильны пролобиты. В верхней подзоне достигают расцвета роды *Platyclymenia* и *Prionoceras*; обильны другие климении; представители рода *Prolobites* уже редки.

Зона *Clymenia* (*Gonioclymenia*) характеризуется расцветом других родов климений (*Clymenia*, *Gonioclymenia*, *Cyrtoclymenia* и др.), а род *Platyclymenia* уже почти исчезает. Из 25 родов, встречающихся в этой зоне, 14 новых.

В зоне *Wocklumeria* распространены, главным образом, род *Kallosclymenia* (в нижней подзоне) и семейства *Wocklumeridae*, *Parawocklumeridae* и *Glatziellidae*. Наиболее характерны для этой зоны специализированные роды *Wocklumeria*, *Epiwocklumeria* и *Parawocklumeria*. Вновь появившиеся в данной зоне роды составляют половину общего числа (12 из 23), куда входит большая часть климений новых (10 из 17).

Верхняя часть зоны *Wocklumeria* в Западной Европе обеднена гониатитами. Там встречена *Cymaclymenia euryomphala* и в пограничных слоях с зоной *Gattendorfia* — подрод *Balvia* каменноугольного рода *Gattendorfia* (слой с *Balvia prorsum* Штокума) (Paproth, 1971; Streel, 1972). Видимо, в это время начинается угасание воклюмерид и вообще климений.

Зона *Wocklumeria* соответствует фораминиферовой зоне *Quasiendothyra kobeitusana* s. str. и, возможно, также слоям с *Q. communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana* частично или полностью.

Зона *Gattendorfia* содержит уже целиком каменноугольный комплекс аммоноидей во главе с родом *Gattendorfia*.

Из рассмотрения филогенетических схем В. Е. Руженцева и Б. И. Богословского и распространения аммоноидей можно предположить, что семейства *Cheiloceratidae*, *Dimeroceratidae* и *Sporadoceratidae* переживают все стадии своего развития вплоть до расцвета в раннем фамене. Первое из них тогда же и угасает, второе угасает в начале позднего фамена, а последнее (род *Sporadoceras*) достаточно широко развито во время «*Platyclymenia*» и «*Gonioclymenia*» и угасает во время «*Wocklumeria*». Для климений нижняя подзона зоны *Platyclymenia* соответствует, очевидно, стадии появления и становления, средняя подзона — стадии закрепления признаков и широкого распространения и верхняя подзона — стадии расцвета родов *Platyclymenia* и *Prionoceras*. Платиклимении угасают во время «*Gonioclymenia*». Другие роды климений испытывают расцвет в только что упомянутое время, а воклюмериды и паравоклюмериды — во время «*Wocklumeria*». Для пролобитесов стадия становления соответствует нижней подзоне, стадия расцвета — средней подзоне, и угасания — верхней подзоне платиклимениевой зоны. Все перечисленные роды относятся к категории родов, характерных для переходного времени.

Каменноугольное семейство *Prionoceratidae* (*Imitoceratidae*) появляется в раннем фамене (род *Imitoceras* — во время «*Platyclymenia*»), достигает расцвета в турне, развито в визе и угасает в среднем карбоне. Для рода *Gattendorfia* верхней части зоны *Wocklumeria* соответствует стадия появления, раннему турне — расцвета и позднему турне и визе — угасания.

Таким образом, для гониатитов четко обособляется ведущая для переходного времени фауна климений, господствующая в пределах позднего фамена и проходящая в это время весь цикл своего развития от появления до угасания. Она сосуществует с немногочисленными доживающим дофаменским и появляющимся каменноугольным элементами.

Переходный этап по гониатитам почти совпадает по времени с таковым у фораминифер.

Конодонты

Единственная филогенетическая схема конодонтов имеется только для рода *Palmatolepis* (Helms, 1963). Автор считает, что этот род произошел от рода *Polygnathus*, развитого во всем девоне и раннем карбоне. Пальматолеписы ответвляются от полигнатусов во франском веке, где дают

первую вспышку видообразования, а вторую — в хейлоцеровое время раннего фамена и платиклимениевое время позднего фамена. Три подрода и ряд видов появляются на рубеже франского и фаменского веков (время «*Manticoceras*» и время «*Cheiloceras*») или немного ранее (11 видов по Хелмсу). Большинство франских видов исчезает не доходя до этого рубежа или вблизи него. Затем, на грани хейдоцерового и платиклимениевого времени или немного ранее, появляется вновь большое количество видов, которые пышно развиваются в течение платиклимениевого времени и резко сокращаются к концу его. В зону *Oxuclymenia* (= *Gonioclymenia*) проходят лишь три-четыре вида. Еще более сокращается число видов в зоне *Wocklumeria*; остаются лишь один-два доживающих вида.

Таким образом, ведущий род для фамена — *Palmatolepis* — проходит полный цикл своего развития, который начинается во франском веке и кончается во времени «*Wocklumeria*»: первое появление — в раннем фране, в позднем фране, очевидно, — стадия становления, в фамене (зоны *Cheiloceras* и *Platyclymenia*) — расцвет со вспышкой видообразования, во время «*Gonioclymenia*» — начало угасания, в течение ранневоклимериевого времени (с редкой *Quasiendothyra kobeitusana*) — полное угасание. В верхнюю часть зоны *Wocklumeria* (зону *Q. kobeitusana* s. str.) и нижнюю часть зоны *Gattendorfia* переходит лишь один доживающий вид.

Морфологически пальматолеписы являются родом своеобразным, отличающимся от других девонских родов редукцией базальной полости (признак рода), что подтверждает отнесение их к «переходной» категории, хотя он и считается девонским родом, так как угасает не доходя до начала общепризнанного карбона.

Из сказанного видно, что пальматолеписы среди конодонтов проходят те же стадии эволюции, что и квазиэндоиты среди фораминифер, но их цикл развития несколько сдвигается: первое появление квазиэндоит — во время «*Cheiloceras*», пальматолеписов — в начале франского века, становление квазиэндоит — во время «*Platyclymenia*» и «*Gonioclymenia*», пальматолеписов — в конце фране, расцвет квазиэндоит — в конце времени «*Wocklumeria*», пальматолеписов во время «*Cheiloceras*», «*Platyclymenia*» и «*Gonioclymenia*», угасание квазиэндоит — в начале времени «*Gattendorfia*», пальматолеписов — во время «*Wocklumeria*» и в начале времени «*Gattendorfia*».

Второй ведущий род конодонтов переходного времени — род *Protognathodus* — приходит на смену угасающим пальматолеписам и является характерным для короткого отрезка стратиграфической шкалы — нижней части зоны *Gattendorfia* и под вопросом верхней части зоны *Wocklumeria* (соответствующей зоне *Quasiendothyra kobeitusana*¹). Этот род морфологически близок к каменноугольным гнатодусам, с которыми его роднит наличие базальной полости — признака, характерного для форм, распространенных в карбоне.

Помимо упомянутых ведущих родов в переходное время распространены три транзитных рода, проходящих из девона в карбон: *Polygnathus*, *Spathognathodus* и *Pseudopolygnathus*.

Первые представители каменноугольного рода *Siphonodella* появляются в средней части зоны *Wocklumeria*, т. е. в зоне *Spathognathodus costatus*. Здесь, как и в верхней части зоны *Wocklumeria* («протогнатодусовые слои») распространен его наиболее примитивный вид — *Siphonodella praesulcata* (Streel, 1972). Этим слоям соответствует стадия появления рода. Нижняя граница слоев с *Siphonodella sulcata* зоны *Gattendorfia* отмечает, видимо, стадию его становления — переход от примитивных си-

¹ Слои с протогнатодусовой фауной и *Siphonodella praesulcata* Западной Европы до сих пор считались аналогом верхней части зоны *Quasiendothyra kobeitusana*, но в последнее время их стратиграфическое положение подвергается сомнению; возможно, что они характерны уже для нижней части зоны *Gattendorfia*.

фонодемм к более «продвинутому», но все еще примитивным видам. Расцвет этого рода наблюдается в более высоких частях зоны Gattendorfia, где господствует еще более высокоорганизованный вид — *S. duplicata*.

Мы видим, что начало расцвета (наибольшая вспышка видообразования) рода *Palmatolepis* совпадает с рубежом веков (франского и фаменского). Нижняя граница зоны Q. kobeitusana, т. е. начало фазы расцвета квазиэндоитир, отмечается по конодонтам вымиранием пальматолеписов, а верхняя граница этой зоны совпадает с фазой становления нового карбонового рода *Siphonodella* (по фораминиферам эта граница отмечается только угасанием квазиэндоитир).

Как и другие группы фауны, конодонты переходного от девона к карбону времени делятся на девонские, «переходные», каменноугольные и проходящие роды. К проходящим родам относятся роды *Polygnathus*, *Spathognathodus* и *Pseudopolygnathus*, к «переходным» — роды *Palmatolepis* и *Prothognathodus*, к каменноугольным — род *Siphonodella*.

Споры и пыльца

Споро-пыльцевые комплексы переходных слоев от девона к карбону отличаются смешанным составом, в котором содержатся как девонские виды, так и каменноугольные. Первые резко преобладают, что заставляет большинство авторов проводить границу девона и карбона в кровле зоны Quasindothyra kobeitusana (Кедо, Голубцов, 1971; Кедо, Назаренко и др., 1972; Умнова, 1971; Сеннова, 1972; Чибрикова, 1974, и др.). Одновременно указывается в аналогах заволжского и хованского горизонтов присутствие каменноугольных спор в центральной части Русской платформы, Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносных провинциях, на Рудном Алтае, в Бельгии (Семихатова, Рыжова и др., 1970; Гришина, 1973; Умнова, 1971; Сеннова, 1972; Streel, 1965—1966). На Рудном Алтае они присутствуют, видимо, в заметном количестве, что заставляет Т. С. Гришину (1973) относить эти отложения к карбону. Н. И. Умнова (1971) считает, что поздний фамен и заволжский горизонт составляют единый этап развития спор, который делится на две фазы: лебедянско-тургеневскую с *Cornispora varicornata* и кудеяровско-хованскую с *Humenozonotriletes lepidophytus*. Во время последней происходит постепенное вырождение девонской растительности и хованское время представляет собой завершение развития девонской флоры. *Humenozonotriletes lepidophytus* появляется в Центральной части Русской платформы с озерских слоев, где он является руководящим, в хованском же комплексе широкое развитие получают его варианты — *tener* и *minor*. 5—10% этого комплекса составляют каменноугольные *Lophozonotriletes malevkensis*. «В целом — пишет автор — хованский комплекс имеет еще девонский характер, но приобретает самостоятельную характеристику» (Умнова, 1971, стр. 116). Комплекс этот очень четкий и выдержанный. Новые элементы спор появляются в начале верхнего фамена.

Таким образом, те же возрастные категории, которые наблюдаются в разобранных выше группах фауны (девонские, каменноугольные и «переходные») характерны и для флоры. При этом «переходная» категория (*Humenozonotriletes lepidophytus*) является в комплексе ведущей и испытывает полный цикл своего развития в пределах переходных слоев.

Г. И. Кедо, А. М. Назаренко и др. (1972) делят верхний фамен и малевский горизонт на три зоны. Первая зона (данково-лебедянские слои) характеризуется отсутствием *Humenozonotriletes lepidophytus*, вторая (озерско-хованские слои) — появлением и широким развитием, третья зона (малевский горизонт) — вновь отсутствием и заменой его другим видом — *H. pusillites*. Однако в Западной Европе эти два вида встречаются совместно, благодаря чему там выделяется флостратиграфическая зона «pusillites-lepidophytus» (Streel, 1972 и др.), соответствующая в СССР

зоне *Hymenozonotriletes lepidophytus* (Fa2d и Tn1a). В СССР совместное нахождение этих двух видов встречено только в депрессионных разрезах Удмуртии (Бывшева, 1973) в пограничных слоях с малевским горизонтом.

В. Ф. Сеннова (1972) на материале Тимано-Печорской провинции делит комплекс спор зеленого и юмылгского горизонтов на три подкомплекса. В первом из них *Hymenozonotriletes lepidophytus* появляется и присутствует спорадически (до 3% общего состава спор); встречается также другой вид — *H. cassis*; преобладает род *Archaeozonotriletes*. Во втором *H. lepidophytus* многочислен, *Archaeozonotriletes* резко сокращается. В третьем *H. lepidophytus* распространен повсеместно, но его численность значительно уменьшается.

В характеристике этих подкомплексов ясно проступают основные стадии развития *Hymenozonotriletes lepidophytus*: первый подкомплекс представляет собой стадию появления и, видимо, становления, второй — расцвета и третий — угасания.

Переходный этап развития флоры, если судить по спорам, ограничивается временем «*Hymenozonotriletes lepidophytus*» (зона *Quasiendothyra kobeitusana* s. l.) и характеризуется лишь одним «переходным» видом, но эта зона очень четко выдерживается всесветно.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУБЕЖЕЙ ПЕРЕХОДНОГО ВРЕМЕНИ МЕЖДУ ДЕВОНОМ И КАРБОНОМ ПО РАЗНЫМ ГРУППАМ ФАУНЫ

Из рассмотрения хода развития разных групп организмов в пограничное время девон—карбон видно, что последние можно разделить на следующие временные категории.

1. Роды и виды, расцвет которых происходит в переходное между девонem и карбоном время. Некоторые из них проходят полный цикл своего развития не выходя за пределы этого пограничного времени, некоторые появляются ранее или угасают позднее, в карбоне. Эти формы являются ведущими для пограничных комплексов и играют решающую роль в характере их развития.

К переходной категории относятся следующие таксоны (главным образом, роды):

Фораминиферы: *Quasiendothyra*.

Остракоды: *Tchizhovella*, *Posnerina*, *Plavskella* (семейство Кноксидае); *Glyptolchvinella*, *Eulanella* (семейство Перпримитидае), *Sulcella* (семейство Кавеллинидае), *Bairdiocypris* (семейство Байрдиидае), *Richterina* (семейство Энтомозоидае), а также проходящие из девона в карбон и достаточно распространенные в карбоне роды *Knoxiella* и *Kloedenellitina*, которые испытывают наибольший расцвет в переходное время.

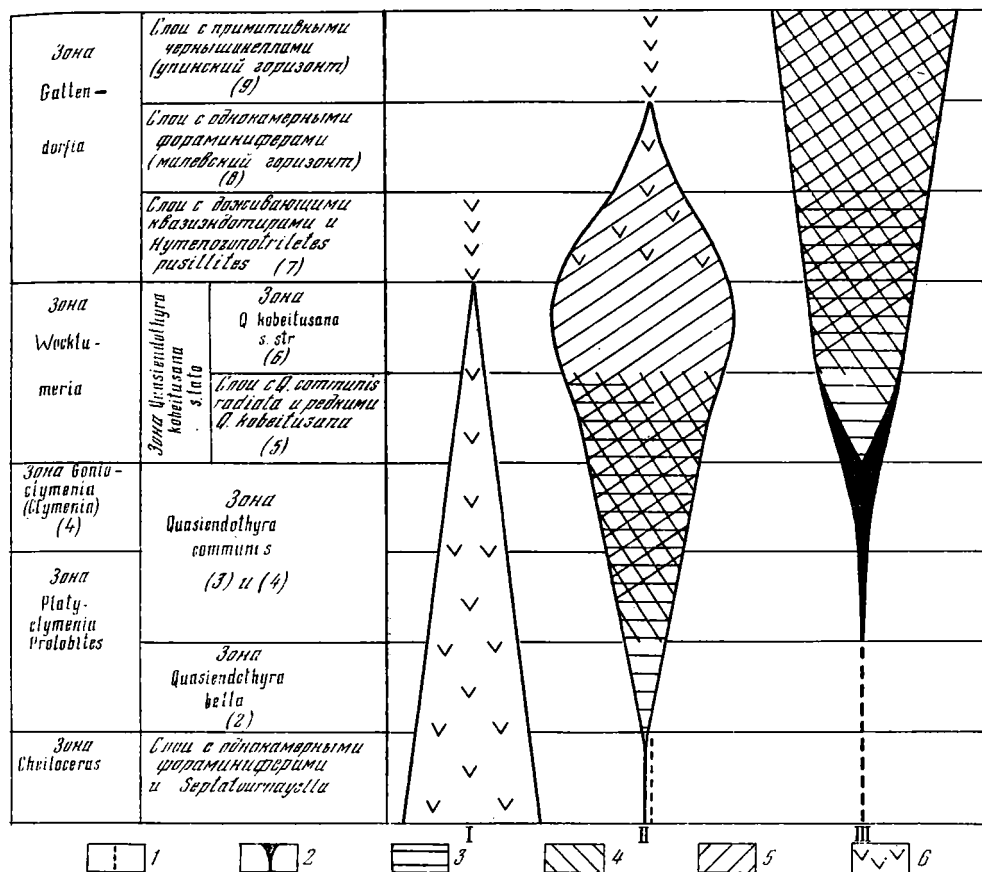
Брахиподы: *Tenisia* и ряд видов других родов.

Гониатиты: отряд Clymeniida.

Конодонты: *Palmatolepis* и *Protognathodus*.

Споры: *Hymenozonotriletes lepidophytus*.

Как видно из этого списка, ведущие таксоны переходного времени неравноценны как по числу, так и по рангу, но присутствуют они во всех группах и во всех группах испытывают расцвет в переходное время. Они наиболее важны при зональном расчленении переходных слоев. Эти «переходные» роды и виды по своей морфологии могут быть различными: а) действительно переходные (без кавычек), осуществляющие морфологический переход от девонских таксонов к каменноугольным (например, род *Prothognathodus* среди конодонтов приобретает уже некоторые черты каменноугольных гнатодусов); б) специфические, отличающиеся и от девонских и от каменноугольных особенностями своего морфологического строения (климениды и воклюмериды среди гониатитов принадлежат, видимо, к этой группе); в) таксоны, тяготеющие по своей морфоло-



Развитие разных категорий организмов в пределах этапа, переходного от девона к карбону

I — девонские (дофаменские); II — ведущие для переходных отложений; III — каменноугольные стадии этапа: 1 — становления новых признаков в пределах старых родов; 2 — появления, 3 — становления; 4 — широкого распространения и закрепления признаков; 5 — расцвета; 6 — угасания

Примечания: 1) цифры в скобках совпадают с цифрами в тексте (стр. 34, 35); 2) стадии эволюции даются усредненные для большинства групп и родов; некоторые роды составляют исключение, характеризуясь запаздыванием или опережением стадий

гии к девонским формам (*Tenisia* из брахиопод); г) тяготеющие к каменноугольным таксонам (квазиэндофиты среди фораминифер).

Ведущие роды переходного времени чаще представляют собой слепые ветви, но иногда их более примитивные, не специализированные виды дают потомство (квазиэндофиты среди фораминифер, возможно, протогнатодусы среди конодонтов).

2. Девонские роды и виды, которые в переходное время постепенно вымирают. Для стратиграфии они наименее важны.

3. Каменноугольные роды и виды, в переходное время находящиеся в стадиях появления, становления, закрепления признаков и изредка начала расцвета. Их роль в стратиграфии хотя и не так существенна, как роль «переходных» элементов, но все же достаточно ощутима.

Эти группы указывались из переходных отложений (C_1^t а) Донбасса (Айзенберг, Бражникова, 1966).

Подробная биостратиграфическая характеристика дробных подразделений переходных отложений между девонem и карбоном и их границ,

сделанная на основании вышеизложенного анализа развития разных групп фауны, дана уже автором настоящей статьи в одной из глав коллективной монографии («Границы геологических систем», 1976). Здесь же мы повторим коротко лишь обобщенную характеристику их с точки зрения этапности (см. рисунок).

1. Нижний фамен (зона *Cheiloceras* или слои с фораминиферами, переходными между септатурнейеллами и квазиэндотирами) для всех групп, кроме гониатитов и конодонтов, соответствует стадии становления новых признаков в пределах старых родов и появления новых «переходных» родов. Для гониатитов ранний фамен является самостоятельным этапом развития нескольких семейств. Пальматолеписы (конодонты) находятся уже в стадии расцвета.

2. Зона *Quasiendothyra bella* (нижняя часть зоны *Prolobites*—*Platyclumena*, нижняя часть верхнего фамена) для большей части групп соответствует стадии становления «переходных» таксонов, для пальматолеписов — стадии расцвета.

3. «Платиклимениевая» часть зоны *Quasiendothyra communis*. Ведущие группы фауны переходных отложений в данное время проходят в своем развитии разные стадии — от становления до расцвета (угасают в конце его только пролобитесы).

4. Зона *Clumena* или *Oxyclymenia*—*Gonioclymenia* (верхняя часть зоны *Q. communis*) соответствует тем же стадиям, что и предшествующее подразделение. Наиболее четкую нижнюю границу дают гониатиты (угасание платиклимений и начало расцвета других родов клименинд). Появляются местами первые единичные каменноугольные брахиоподы.

5. Слои с *Quasiendothyra communis radiata* и редкими *Q. kobeitusana* [нижняя часть зоны *Wocklumeria* (?)¹, тургеневско-кудьяровские слои, Fa 2d (Fa3) Бельгии]. Для большинства групп этому времени соответствуют стадии расцвета или закрепления признаков и широкого распространения основных родов «переходной» категории, иногда специализации их (фораминиферы и гониатиты). Кроме того, это время появления, становления или широкого распространения каменноугольных родов и видов в большинстве групп фауны.

Нижняя граница слоев с *Q. communis radiata* определяется наиболее отчетливо по остракодам, гониатитам (?) и спорам (среди последних появляется характерный комплекс *Hymenozonotriletes lepidophytus*).

6. Зона *Quasiendothyra kobeitusana* s. str. (слои с частями *Q. kobeitusana* и *Q. konensis*, с *Cymaclymenia euryomphala*, Tn 1a Бельгии). В большинстве групп таксоны, характерные для переходного времени, переживают стадию расцвета и специализации, а таксоны, характерные для карбона — стадии появления, становления, широкого распространения и закрепления признаков, а иногда и начала расцвета (*Laxoendothyra* среди фораминифер и *Carboprimitia* среди остракод). При этом каменноугольный элемент преобладает по сравнению с чисто девонским (дофаменским) и получает широкое распространение. Нижняя граница этого подразделения хорошо выражена по фораминиферам, брахиоподам и кораллам. Последние дают здесь очень резкий рубеж (Спасский, 1966). У фораминифер наблюдается расцвет и специализация «переходного» рода *Quasiendothyra*, относящегося к каменноугольному надсемейству, и начало расцвета примитивного подрода *Laxoendothyra* типично каменноугольных эндотир (род *Endothyra* в целом переживает в это время стадию становления). Появившиеся ранее каменноугольные брахиоподы расселяются повсеместно.

7. Слои с редкими доживающими квазиэндотирами (слои с *Hymenozonotriletes pusillites*, *Siphonodella praesulcata* и «протогнатодусовой» фауной

¹ Соотношение нижних границ слоев с *Q. communis radiata* и зоны *Wocklumeria* требует уточнения.

конодонтов). Переходные таксоны находятся в описываемое время в стадиях от расцвета (*Prothognathodus* среди конодонтов) до угасания (квазиэндоитры среди фораминифер, климениды среди гониатитов, *Hutenozonotriletes lepidophytus* среди спор), а каменноугольные — в стадиях от появления (гаттендорфий среди гониатитов, сифоноделлы среди конодонтов) до широкого распространения (многие брахиоподы, остракоды). Каменноугольные роды и виды присутствуют здесь уже во всех группах организмов, а девонские (дофаменские) почти отсутствуют.

8. Слои с однокамерными фораминиферами (малевский горизонт, зона *Gattendorfia*). Корреляция с гониатитовыми фациями не совсем ясна, но видимо, они соответствуют слоям с *Gattendorfia subinvoluta* и *Siphonodella sulcata*. Переходные элементы фауны отсутствуют или испытывают стадию угасания, каменноугольные — находятся в стадии широкого распространения или расцвета. Граница с предшествующими слоями нечеткая. Продолжается расцвет гаттендорфий и сифоноделл.

9. Слои с примитивными чернышинеллами (упинский горизонт, слой Tn 2a Бельгии). Во всех группах фауны господствуют карбоновые таксоны, лишь среди остракод продолжается расцвет ведущего «переходного» семейства Knoxidae.

Важнейшими переломными моментами эволюции организмов представляются следующие рубежи фаменско-раннетурнейского этапа: 1) начало этапа, т. е. рубеж франского и фаменского веков, когда изменения во всех группах очень существенны и повсеместны; 2) начало времени «*Quasiendothyra kobeitusana* s. l.» или «*Wocklumeria*» (?), когда появляется ряд каменноугольных родов и широко распространяются «переходные»; 3) начало времени «*Q. kobeitusana*» s. str. — устойчивое появление почти во всех группах и широкое расселение в большинстве районов каменноугольной фауны и расцвет родов «переходной» категории; 4) начало времени «*Gattendorfia*», которое отмечается, в основном, вымиранием девонской фауны во всех группах, угасанием «переходной» и сменой комплексов на каменноугольные среди гониатитов и спор.

Это отражено в современной литературе: мнения специалистов разделяются между последними тремя уровнями. Первый из них (основание зоны *Wocklumeria*) предлагается по фораминиферам Н. Е. Бражниковой (Айзенберг, Бражникова, 1966) — в подошве слоев C_1^{ta} Донбасса; по брахиоподам — Д. Е. Айзенбергом (там же), В. Н. Крестовниковым (1962) — в подошве абияусканского горизонта Южного Урала, С. В. Семихатовой, Т. В. Бывшевой (1962) и др. — в подошве слоев с редкой *Q. kobeitusana*, Х. С. Розман (1962) — в подошве джанганинских слоев Мугоджар; по гониатитам Л. С. Либровичем (1958) в подошве зоны *Wocklumeria*; по остракодам С. В. Гораком (1966) — в подошве слоев C_1^{ta} Донбасса, К. Я. Гуревич (1963) — в подошве торчинской свиты, В. А. Чижовой (1967) — в подошве тургеневско-кудеяровских слоев, Л. С. Бушминой (1969, 1970) — в подошве эбэлээхской свиты р. Лены и чингисских слоев Ельцовского сиклинория на юге Западной Сибири; по спорам Т. С. Гришиной (1973) — в подошве тарханской свиты Рудного Алтая.

По второму уровню (в основании зоны *Quasiendothyra kobeitusana* s. str.) граница проводится: по фораминиферам — О. А. Липиной (1960, 1962), Б. В. Поярковым (1969), О. В. Юфревым (1973), Конилем, Пирле и Лисом (Conil, Pirlet, Lys, 1969) и др., по брахиоподам — А. И. Першиной (1962), С. В. Семихатовой (1970), О. Н. Носикановой (1971); по кораллам — Н. Я. Спасским (1966), Флюгелем (Flügel, 1972).

Наконец, третьего уровня (основание зоны *Gattendorfia* или малевского горизонта) придерживаются по фораминиферам Е. А. Рейтлингер (1963, 1969); по гониатитам В. Е. Руженцев (1960, 1965), Б. И. Богословский (1967), Папрот (Raproth, 1969, 1971); по остракодам А. А. Рождественская и С. И. Шевцов (1972), Рабин (Rabin, 1960); по

конодонтам Л. И. Кононова (1969), Букерт, Стрил, Торез (Bouckert, Streel, Thorez, 1968); по спорам А. А. Любер, Т. В. Бывшева и др. (1970), Г. И. Кедо, А. М. Назаренко и др. (1972), Стрил (Streel, 1972), Сандберг, Стрил, Скот (Sandberg, Streel, Scott, 1972) и др.

Приведенный список далеко не полный, мы помещаем его лишь для того, чтобы показать на примере нескольких работ, что три точки зрения по границе девона и карбона существуют среди специалистов по всем группам организмов и для различных регионов.

Какой из этих уровней следует принять как границу девона и карбона, зависит от принципа, с которым мы будем подходить к этому вопросу.

Фаменский век и начало турнейского, как уже было сказано, и как видно из рассмотрения развития разных групп фауны, представляет собой самостоятельный четкий этап, который, если брать суммарно все группы, начинается в раннем фамене и кончается в раннем турне.

Если подходить с точки зрения неделимости этапа, то могут быть три варианта границы между девоном и карбоном: 1) в основании фамена, 2) в кровле нижнего турне, 3) выделять самостоятельный переходный ярус, не относимый ни к одной из систем, так как ведущие таксоны переходных отложений разных групп больше тяготеют то к девону, то к карбону. Последний вариант нам кажется не из худших, и, может быть, прав Л. Л. Халфин (1971, 1973, 1974), который поднял голос в защиту опороченных переходных стратиграфических подразделений. Наличие таких переходных подразделений вытекает из самой закономерности эволюционного процесса: периоды длительного спокойного развития (идиоадаптации) сменяются периодически относительно короткими, но не ментальными, ощутимыми в геологическом времени периодами коренной перестройки эволюционных направлений (ароморфозами). Весь фаменно-раннетурнейский этап принадлежит к такому периоду по отношению ко всей каменноугольной системе. Это — самостоятельный этап со всеми стадиями по отношению к таксонам переходного времени, стадия угасания девонских таксонов и стадии появления, становления и устойчивого распространения и закрепления признаков (вторая половина этого переходного этапа) по отношению к каменноугольным таксонам. При этом стадии всех категорий таксонов могут не совпадать в разных группах фауны, но несовпадения не так велики и испытывают колебания не выходя из пределов указанного переходного этапа. Начало и конец его могут колебаться у разных групп фауны. Хотя ароморфные преобразования начинаются в некоторых группах фауны с нижнего рубежа фамена, но наибольшей силы они достигают во второй половине переходного этапа — в воклюмериево-кобейтузановое время, когда все группы фауны подвергаются этому процессу.

Если, сохраняя целостность переходного этапа, встать на точку зрения обязательного отнесения его к одной из систем, то главным фактором проведения границы будет характер ведущих «переходных» таксонов этого этапа. Среди фораминифер ведущий «переходный» род *Quasiendothyra* по своей морфологии является несомненно каменноугольным. Мнения специалистов о девонском характере конодентов, гониатитов и спор основаны, главным образом, на отнесении фамена к бесспорному девону, а не к переходному времени, между тем как фамен по фауне очень сильно отличается от франа (Mc Laren, 1970). Фаменские представители этих групп специфичны и отличаются и от каменноугольной фауны, и от дофаменской.

Второй принцип — проведение границы внутри переходного этапа, по началу стадии расцвета или широкого устойчивого распространения и закрепления признаков. Начальные рубежи этих стадий подвержены наименьшим колебаниям в разных регионах и комплексы подразделений, соответствующих этим стадиям, наиболее распространены. Таким рубежам отвечают обе нижние границы зоны *Quasiendothyra kobeituzana*

(s. lato и s. str.). Заслуживают они внимания и с точки зрения количественного соотношения девонских и каменноугольных элементов фауны во всех группах, в особенности вторая граница (s. str.), где происходит основная смена девонской фауны каменноугольной.

В литературе были также предложения выделить слои с переходной фауной в самостоятельный подъярус — этренский (Разницын, 1956) или джебольский (Дуркина, 1962) и включить их в состав карбона, при этом нижняя граница его проводится внутри этапа, по устойчивому распространению каменноугольной фауны во всех группах и расцвету квазиэндоثير, так как этот подъярус охватывает лишь «этренскую» часть фаменско-раннетурнейского этапа, т. е. переходные слои в узком смысле.

Принцип проведения границы по вымиранию древних форм пользуется меньшим успехом среди биостратиграфов, чем по появлению и расцвету новых. Но если он сочетается с критерием «удобства» то им тоже не следует пренебрегать. Иногда вымирание происходит более или менее синхронно — в тех случаях, когда причиной его является резкая смена физико-географических условий в большинстве регионов. Такое положение до последнего времени имело место у нижней границы зоны *Cattendorfia*, что заставляло многих исследователей проводить здесь границу девона и карбона. Однако в последнее время выяснилось, что эта четкость связана с наличием перерыва во многих регионах на границе зон *Wocklumeria* и *Gattendorfia*, в частности в стратотипических разрезах. После изучения непрерывных разрезов эта четкость нарушилась и преимущество этого уровня над другими оказалось кажущимся. В настоящее время идет усиленное изучение биостратиграфии пограничных слоев в Западной Европе и взгляды на их стратиграфическое положение по мере изучения нового материала все время меняются, поэтому и глобальная корреляция до сих пор очень неустойчива.

Таким образом, наиболее обоснованными границами систем являются уровни, соответствующие нижним рубежам стадий расцвета или широкого распространения «переходных» родов, которые обычно сопровождаются перевесом нового элемента над старым. Таким уровням на границе девона и карбона отвечают основания зон *Quasiendothyra kobeitusana* s. str. и *Q. communis radiata*. Но если эти уровни окажутся менее четкими и «удобными» в глобальном масштабе, то можно согласиться и с третьим из предлагаемых уровней (нижняя граница зоны *Gattendorfia*) на основе всеобщей договоренности вследствие условности «линейных» границ.

ВЫВОДЫ

Границы между системами выражают не момент, а определенный интервал времени, короткий по сравнению с предшествующим и последующим интервалами, но вполне ощутимый в геологическом времени. Поэтому «линейные» границы всегда условны.

В пределах этого пограничного интервала развитие фауны происходит постепенно и часто асинхронно. Переходное время соответствует самостоятельному этапу развития ведущих «переходных» таксонов во всех группах организмов со всеми стадиями — от появления до угасания. Ведущие «переходные» таксоны морфологически могут быть ближе к типу фауны предыдущего этапа или последующего, или же быть переходными в прямом смысле этого слова (генетически и морфологически). Кроме того, переходное время представляет собой конечную стадию предшествующего этапа (угасание) и начальные стадии нового этапа — от появления до широкого распространения или даже начала расцвета.

Переходный этап можно разделить на стадии развития всей совокупности фауны в целом, так как рубежи стадий у большинства групп примерно совпадают, хотя и довольно часты случаи несовпадения некоторых рубежей и выпадения из этой схемы отдельных ветвей. Эти стадии опреде-

ляют фаунистические зоны. Наибольшее совпадение рубежей наблюдается в тех зонах, которые фиксируют стадию расцвета или закрепления признаков и широкого распространения ведущих «переходных» таксонов, а также моменты вымирания древней фауны, благодаря чему они могут служить границами двух систем.

Переходный этап может быть выделен как самостоятельная стратиграфическая единица, которую можно либо оставить вне пределов двух систем как переходную между ними единицу, либо отнести к одной из них в зависимости от преобладания элементов фауны и флоры той или другой системы. Но можно провести границу между системами и внутри этого этапа по стадиям расцвета или закрепления признаков и широкого распространения «переходных» таксонов или по моменту массового вымирания организмов предшествующего этапа. Вопрос этот должен решаться в каждом отдельном случае с учетом особенностей развития всех групп организмов и характера рубежей.

Началом переходного времени между девоном и карбоном, учитывая все группы фауны, можно считать начало фаменского века, когда появляются таксоны каменноугольного облика и «переходной» категории хотя бы в некоторых группах (фораминиферы, остракоды), а конец — упинское время, когда вымирают последние переходные формы (у остракод).

В более узком понимании к переходному времени можно отнести лишь часть фаменско-раннетурнейского этапа — начиная со времени «*Quasiendothyra communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana*» (т. е. с основания зоны *Wocklumeria*) и кончая временем отложения слоев с доживающими квазиэндотирами (т. е. нижней частью зоны *Gattendorfia*). Этому переходному времени соответствует целый этап эволюционного развития одних групп и поздняя часть этапа других групп — главным образом стадии широкого распространения, расцвета и специализации «переходных» таксонов. Одновременно в переходное время в узком понимании происходит устойчивое появление и распространение каменноугольной фауны во всех группах (в одних в начале этого времени, в других — в зоне *Q. kobeitusana* s. str.). Не доходя до конца рассматриваемого времени (нижняя граница зоны *Gattendorfia*) окончательно угасает девонская фауна и к концу его — большая часть «переходной».

Если не придавать значения целостности фаменско-раннетурнейского этапа, т. е. самостоятельности переходных слоев в полном объеме, то наиболее обоснованными границами систем являются три уровня переходных слоев в узком смысле: основания слоев с *Q. communis radiata*, зоны *Quasiendothyra kobeitusana* s. str. и *Gattendorfia*. Первые два уровня отмечаются главным образом распространением основной массы каменноугольного элемента и расцветом ведущих таксонов переходного этапа, последний — главным образом массовым вымиранием девонской фауны и распространением каменноугольного элемента в оставшихся группах. Но если мы будем судить по обновлению фауны, то первые два уровня имеют больше прав считаться границей девона и карбона, в особенности второй. Вопрос лишь в том, будут ли найдены четкие критерии для распознавания этих уровней в разных фациях в глобальном масштабе. Третий уровень можно принять как границу условно, вследствие того, что в Америке первые два уровня распознать трудно, но эта граница по существу пройдет скорее уже внутри карбона.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е. О зоне C_1^{fa} Донецкого бассейна. В кн.: Фауна низов турне (зоны C_1^{fa}) Донецкого бассейна. ИГН АН УССР, изд-во «Наукова думка». Киев.
- Богословский Б. И. 1967. Девонские агониатиты и гониатиты. Автореф. докт. дисс., ПИН АН СССР. М.
- Богословский Б. И. 1969. Девонские аммоноидеи. Т. I. Агониатиты. — Труды ПИН АН СССР, 124.

- Богословский Б. И. 1971. Девонские амmonoидеи. Т. II. Гониятиты.— Труды ПИН АН СССР, 127.
- Бушмина Л. С. 1969. Остракоды из пограничных слоев девона и карбона Ельцовского синклинали (юг Западной Сибири).— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 71.
- Бушмина Л. С. 1970. Каменноугольные остракоды низовьев р. Лени.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 125, 81.
- Бышева Т. В. 1973. Основные рубежи в развитии флоры (по спорам) в переходное от девона к карбону время в Восточной и Западной Европе (авторейф. докл., прочит. 30.3.73).— Бюлл. МОИП, отд. геол. 48, вып. 6.
- Гарах И. М. 1974. Характерные комплексы и биоморфические особенности турнейских и визейских брахиопод на Среднем Урале.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып. 5.
- Горан С. В. 1966. Остракоды. В кн.: Фауна низов турне (зона C_{1ta}) Донецкого бассейна. Изд-во «Наукова думка». Киев.
- Границы геологических систем (к 70-летию В. В. Меннера). 1976. М., «Наука».
- Гришина Т. С. 1973. Комплексы спор нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая.— Труды ИГН АН КазССР, 33.
- Гуревич К. Я. 1963. Стратиграфия и фауна остракод девонских отложений юго-западной окраины Русской платформы. В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины.— Труды Укр. НИГРИ, вып. IV.
- Донакова Л. М. 1972. 18 сессия ВПО. Хроника.— Палеонтол. журн., № 4.
- Дуркина А. В. 1962. Граница девона и карбона Тимано-Печорской провинции. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. ВНИГНИ. М., Гостоптехиздат.
- Дуркина А. В. 1972. К систематике и филогении квазиэндоит. В кн.: Геология и нефтегазоносность Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 2. Сыктывкар. Изд-во «Коми».
- Калашиников Н. В. 1970. Этапы изменений и смена комплексов брахиопод в раннекаменноугольном бассейне Северного Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., XLV (5).
- Калашиников Н. В. 1971. Этапы развития раннекаменноугольных брахиопод на Печорском Урале. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР и Севера Урала. Т. 1. Сыктывкар. Изд-во «Коми».
- Караетов С. В. 1971. Стратиграфия и брахиоподы верхнего девона Восточного Памира.— Труды Упр. геол. Сов. Мин. ТаджССР, вып. 41.
- Кедо Г. И., Голубцов В. К. 1971. Палинологический критерий для определения границы девона и карбона в Припятской впадине. В кн.: Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск, «Наука и техн.»
- Кедо Г. И., Назаренко А. М. и др. 1972. Стратиграфия пограничных отложений девона и карбона Русской платформы по спорам и другим растительным микрофоссилиям. В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 16. Уфа.
- Кононова Л. М. 1969. Комплексы конодонтов из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений разреза р. Сиказы (Южный Урал).— Бюлл. МОИП, отд. геол., XLIV (1).
- Крестовников В. Н. 1962. К вопросу о границе девона и карбона. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.
- Лапина Н. Н. 1973. Комплексы брахиопод из опорного разреза турнейского яруса Усуйли на Южном Урале.— Труды ВНИГНИ, вып. 346.
- Либрович Л. С. 1948. О палеонтологическом методе в стратиграфии.— Материалы ВСЕГЕИ, сб. 5. Госгеолгиздат.
- Либрович Л. С. 1958. Нижняя граница каменноугольной системы и ее обоснование.— Советская геология, № 7.
- Липина О. А. 1960. Стратиграфия турнейского яруса и пограничных слоев девонской и каменноугольной систем восточной части Русской платформы и западного склона Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 14.
- Липина О. А. 1962. Граница девона и карбона на западном склоне Урала и в Волго-Уральской области. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.
- Липина О. А. 1963а. Об этапности развития турнейских фораминифер.— Вopr. микропалеонтол., вып. 7.
- Липина О. А. 1963б. Стратиграфия и границы турнейского яруса в СССР по фораминиферам. В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона в СССР. Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона, V сессия. М., «Наука».
- Липина О. А., Пронина Т. В. 1964. Новый подвид турнейелл из верхнефранских отложений Урала.— Палеонтол. журн., № 3.
- Любер А. А., Бышева Т. В. и др. 1970. Основные этапы развития каменноугольной флоры СССР (по спорам и пыльце) и их значение для выявления фаунистических рубежей. В кн.: Проблемы стратиграфии карбона. АН СССР Министерство геологии СССР, Межвед. стратигр. ком. труды 4. М., «Наука».
- Малахова Н. П. 1956. Главнейшие этапы развития нижнекаменноугольных фораминифер.— Докл. АН СССР, 106, № 6.
- Мартынова М. В. 1967. Новые данные о границе девона и карбона на Сарысу-Тенизском водоразделе (Центральный Казахстан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, № 6.

- Мейен С. В. 1970. Об основном делении каменноугольной системы по палеоботаническим данным.— АН СССР, Министерство геологии СССР, Межвед. стратигр. ком. Труды, 4. М., «Наука».
- Меннер В. В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 65.
- Наливкин Д. В. 1948. Граница турнейского и визейского ярусов на Урале и методика ее установления.— Материалы ВСЕГЕИ, «Палеонтология и стратиграфия», сб. 5.
- Носиканова О. Н. 1971. К вопросу о границе девона и карбона Казахстана. В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата.
- Панфилов Д. В. 1968. Периодичность филогенеза и вероятные причины этого явления. В кн.: Закономерности развития органического мира по данным палеонтологич. Л., «Наука».
- Першина А. И. 1962. О положении верхней границы девона на Печорском Урале. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. ВНИГНИ, Гостоптехиздат.
- Покровская И. М. 1968. К методике корреляции и установления возраста отложений. В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 143.
- Поляков Б. В. 1969. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. АН КиргССР. Фрунзе, изд-во «Илим».
- Разницын В. А. 1956. Стратиграфия и палеогеография карбона северо-восточного склона Среднего и Южного Тимана. Автореф. канд. дисс. МГРИ.
- Резолюция VIII Сессии Всесоюзного палеонтологического общества, 25—31 янв. 1962 г. 1966. В кн.: Палеонтологические критерии объема и ранга стратиграфических подразделений. М., «Недра».
- Рейтлингер Е. А. 1963. Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фауне фораминифер.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.
- Рейтлингер Е. А. 1965. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений по фауне фораминифер. В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона, V сессия. М., «Наука».
- Рейтлингер Е. А. 1969. Этапность развития фораминифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений.— Вопр. микропалеонтол., вып. 12.
- Рейтлингер Е. А. 1970. Каменноугольная система и ее основные подразделения, согласно этапности развития фораминифер.— АН СССР. Министерство геологии СССР, Межвед. стратигр. ком. Труды, 4. М., «Наука».
- Рейтлингер Е. А., Семизатова С. В. и др. 1975. Граница девона и карбона в СССР по биостратиграфическим данным. В кн.: Материалы советских геологов к седьмому международному конгрессу по стратиграфии и геологии карбона. М., «Недра».
- Рождественская А. А., Шевцова С. И. 1972. Остракоды пограничных отложений девона и карбона Волго-Уральской области. В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 16. Уфа.
- Розман Х. С. 1962. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 50.
- Руженцев В. Е. 1960. Принципы систематики, система и филогения палеозойских амmonoидей.— Труды ПИН АН СССР, 83.
- Руженцев В. Е. 1965. Основные комплексы амmonoидей каменноугольного периода.— Палеонтол. журн., № 2.
- Семизатова С. В. 1970. О характере биостратиграфических рубежей в нижнем карбоне Русской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., XIV (2).
- Семизатова С. В., Бывшева Т. В. и др., 1962. Схема стратиграфии каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтегазосной провинции (проект). В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. ВНИГНИ. М., Гостоптехиздат.
- Семизатова С. В., Рыжова А. А., и др. 1970. Нефтегазосные и перспективные комплексы Центральных и Восточных областей Русской платформы. Т. 3. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазосной области.— Труды ВНИГНИ, вып. 76.
- Сеннова В. Ф. 1972. Спорно-пыльцевые комплексы верхнего девона Тимано-Печорской провинции. В кн.: Геология и нефтегазосность Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 2.
- Соколов Б. С. 1971. Биохронология и стратиграфические границы. В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск. «Наука».
- Соколов Б. С. 1974. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы.— Геология и геофизика, № 1.
- Спаский Н. Я. 1966. Стратиграфическое значение основных рубежей в развитии тетракораллов и табулят.— Труды VIII сессии ВПО. М., «Недра».
- Степанов Д. Л. 1966. Роль биотических факторов среды в формировании и развитии фауны. В кн.: Палеонтологические критерии объема и ранга стратиграфических подразделений.— Труды VIII сессии ВПО, «Недра».
- Султанов А. А. 1973. Опорные разрезы турнейского яруса Южного Урала — Усуйли, Рязяк, Зиган.— Труды ВНИГРИ, вып. 346.
- Умнова В. Т. 1971. О границе девона и карбона в центральных районах Рус-

- ской платформы по палинологическим данным.— Известия АН СССР, серия геол., № 4.
- Фисуненко О. П. 1966. Стратиграфические рубежи. В кн.: Тезисы докл. 2-й геол. конференции «Лутугинские чтения». Луганск.
- Фотиева Н. Н. 1973. Распределение брахиопод в пограничных слоях девона и карбона Верхнепечорского района. В кн.: Проблемные вопросы стратиграфии нефтегазоносных областей Советского Союза. М.
- Халфин Л. Л. 1971. Принцип А. П. Карпинского и границы подразделений международной стратиграфической шкалы (МСШ).— Труды СНИИГГИМС вып. 110.
- Халфин Л. Л. 1973. О методологических основах стратиграфической классификации.— Труды СНИИГГИМС, вып. 169.
- Халфин Л. Л. 1974. Переходные горизонты в стратиграфической классификации. В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука».
- Чибрикова Е. В. 1974. Флористические комплексы пограничных слоев девона и карбона (о возрасте флоры с ручья Солончатка).— Докл. АН СССР, 215, № 4.
- Чижова В. А. 1967. Остракоды пограничных слоев девона и карбона Русской платформы.— Труды ВНИИ, вып. XLIX.
- Чижова В. А. 1970. Развитие остракод позднего девона и раннего карбона в морских бассейнах Европы.— АН СССР, Министерство геологии СССР, Межвед. стратигр. ком. Труды, 4. М., «Наука».
- Юферев О. В. 1973. Карбон Сибирского биогеографического пояса.— Труды ИГИГ СО АН СССР, вып. 162.
- Юферев О. В. 1974. Основные проблемы стратиграфии и некоторые вопросы геологии каменноугольной системы. В сб.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука».
- Ямниченко И. М. 1966. Об относительном значении биостратиграфических границ и возможностях сопоставления осадков по ископаемым остаткам фауны.— Труды VIII сессии ВПО.
- Bouckaert J., Streel M., Thorez J. 1968. Schéma biostratigraphique et coupe de référence du Famennien Belge.— Ann. Soc. géol. Belgique, 91, fasc. III.
- Conil R., Pirlet H. 1970. Le Calcaire Carbonifère du Synclinorium de Dinant et le sommet du Famennien.— Colloq. stratigr. Carbon. Congr. Univ. Liege, 55.
- Conil R., Pirlet H., Lys M. 1969. Traits dominants de l'échelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique.— C. R. sixième Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbon. Sheffield, 1967, 1.
- Flügel H. W. 1974. Die Entwicklung der rugosen Korallen im Bereich der Devon Karbon — Grenze.— C. r. Septième Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbon., 3. Krefeld, 1971.
- Helms J. 1963. Zur «Phylogenese» und Taxonomie von *Palmatolepis* (Conodontida, Oberdevon).— Geologie: Jahrb. 12, № 4.
- Mamet B. 1967. The Devonian. Carboniferous boundary in Eurasia.— Trans. Intern. symposium on the Devonian system, 2. Calgary.
- McLaren D. J. 1970. Presidential address: time, life and boundaries.— J. Paleontol., 44, № 5.
- Mouterde R., Ruget Ch., Caloo B. 1972. Les limites d'étages. Examen du problème de la limite Aalénien — Bajocien.— Mem. Bur. rech. géol., minières. № 77/1.
- Paproth E. 1969. Die Parallelisierung von Kokenkalk und Kulm.— C. R. Sixième. Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbon., Sheffield, 1967, 1.
- Paproth E. 1971. Unterkarbon (Dinantium).— Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 19. Krefeld.
- Rabien A. 1960. Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon-Karbon Grenze im Rheinischen Scheifergebirge.— Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 3, 1, Krefeld.
- Sandberg C. A., Streel M., Scott R. A. 1972. Comparison between conodont Zonation and spore assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe.— C. R. Septième Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbon. Krefeld, 1971, Bd. 1.
- Streel M. 1965—1966. Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn 1a dans les Bassins ardenno-rhénans.— Ann. Soc. géol. Belgique, 89, № 1—4.
- Streel M. 1972. Biostratigraphie des couches de transition Dévono-Carbonifère et limite entre les deux Systemes.— C. R. septième Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbon., 1. Krefeld, 1971.
- Tintant H. 1972. La conception biologique de l'espece et son application en stratigraphie.— Mem. Bur. rech. géol. minières, № 77/1.

On methods of analyzing the fauna of boundary deposits
of stratigraphic units on the example
of the Devonian — Carboniferous boundary

O. A. Lipina

The transitional time between the systems is an independent stage of evolution of some peculiar to it taxons in all fauna groups. During the transitional time these taxons undergo all evolutionary stages — from appearance to extinction, and are considered as leading or it. In addition to, the transitional time is a final stage of the preceding period (extinction) and the initial stage of a new period — from the appearance to wide distribution, or even the beginning of flourish.

The transitional time can be divided into stages of evolution of the whole complex of fauna, as the limits of the stage in most groups approximately coincide, though there are frequently cases of non-coincidence of the limits of some branches. These stages determine faunistic zones.

The transitional time between the Devonian and Carboniferous in a broad sense embraces the entire Famennian and Lower Tournaisian, and the *Quasiendothyra kobeitusana* zone in a narrow sense.

Since the existence of transitional layers is real and the «lineal» boundaries are conditional, one of the three levels can be adopted as the Devonian—Carboniferous boundary: the base of the *Wocklumeria* zone, the base of the *Q. kobeitusana* s. str. zone and that of the *Gattendorfia* zone. The second of them is most substantiated, as it fixes the appearance and distribution of Carboniferous — and flourish of «transitional» forms in all groups of organisms, as well as the best coincidence of the limits in various groups.

М. Н. СОЛОВЬЕВА

(Геологический институт АН СССР)

**ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ
СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СССР
ПО ФАУНЕ ФУЗУЛИНАЦЕЙ**

На территории СССР морские среднекаменноугольные отложения развиты как в Европейской, так и в Азиатской частях (на Дальнем Востоке, Северо-Востоке и Средней Азии), принадлежат в структурном отношении к образованиям платформенного, эвгеосинклинального и миогеосинклинального типов. Различна и палеоклиматическая приуроченность акваторий среднекаменноугольной эпохи, когда окраинные бассейны Севера азиатской части Евразии, Восточного сектора Арктики и Сибири входили в бореальный палеоклиматический пояс, а акватории Европейской части СССР, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Памира, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР — в тропический пояс. Однако многообразие типов сообществ фузулинацеев среднего карбона контролируется не только палеотектоническими и палеоклиматическими факторами, но и в первую очередь, факторами эволюционными, а также палеогеографическими, гидрологическими, и в частности такими, как направление миграций, наличие зон конвергенции водных масс и зон конвергенции различного типа сообществ, связанных с областями течений, в том числе береговых (Соловьева, 1971; Solovjeva, 1971). Перечисленные факторы, а также различная степень полноты разрезов, наряду со спецификой стратотипов некоторых подразделений создают известные затруднения при корреляции отложений среднего карбона в СССР, что в значительной мере снимается при методике использования зональных шкал.

В связи с исторически сложившимися представлениями, отражающими характер геологического развития и характер смен фаунистических комплексов, в СССР, как и в ряде других стран, принята шкала трехчленного деления карбона с подразделением среднего его отдела на башкирский и московский ярусы, в свою очередь подразделяющихся на ряд горизонтов. Последние рядом авторов признаются лишь в качестве вспомогательных стратиграфических подразделений регионального ранга, в связи с чем существует тенденция выделения местных региогоризонтов (некоторые районы западного сектора Арктики, восточный сектор Арктики, южный склон Воронежского массива, Днепровско-Донецкая впадина, Урал). Одновременно с этим происходит иногда и сужение масштаба приложения шкал стандартного разреза среднего карбона Московской синеклизы.

Как было показано на примере зональных шкал среднего карбона Русской платформы и Средней Азии (Соловьева, 1963), тенденция к выделению региогоризонтов не имеет достаточного обоснования, поскольку,

с одной стороны, последовательность зон и их идентичность в пределах сравниваемых областей с убедительностью демонстрируют как сходство в типах фауны, так и в характере смены их во времени, и с другой — их тождественность в пределах ярусных подразделений сравниваемых областей.

В настоящее время существует разнообразный спектр подходов к выделению зон, и все возрастающая в своем объеме номенклатура зональных подразделений лишь отчасти отражает многообразие методических подходов, используемых при выделении и обосновании зональных подразделений. С момента выделения А. Оппелем (Oppel, 1856—1858) понятия зоны и до настоящего времени не утихают дискуссии по вопросам зональной стратиграфии (Келлер, 1950; Леонов, 1973, 1974; Меннер, 1962; Раузер-Черноусова, 1955; Степанов, 1958, Шиндевольф, 1975; Arkell, 1933; Frebold, 1924; Hedberg, 1952; Schenk, Müller, 1941; Teichert, 1950; и др.).

Существующие в настоящее время зональные таксоны можно различать как по принципу их выделения, так и по географической или возрастной протяженности. Нам кажется, что прежде всего следует иметь в виду наличие двух различных категорий временных шкал, из которых к временной шкале, оперирующей метрикой биологического времени, относятся биостратиграфические подразделения типа зон различного ранга, а к временной шкале, оперирующей категориями физического времени, относятся хроностратиграфические подразделения (Соловьева, 1975).

Что касается процесса развития фауны и его фиксации в зональной шкале, то следует заметить, что моменты коренных перестроек структур сообществ, как и моменты первых появлений таксонов, не имеют прямой связи с моментами смен тектоно-седиментационных циклов, а отражают лишь специфику эволюционного процесса, зависящую в первую очередь от изменений генной структуры организмов. Более непосредственно оказывают влияние на ход эволюционного процесса факторы климатические, экологические и физические (изменение палеомагнитного потенциала и прочее). Существование зависимости между характером сообщества и положением его в ритме седиментации, непосредственно отражающей влияние экологического фактора, сказывается в периодическом изменении характера распределения и численности фораминифер по отдельным элементам ритма (Раузер-Черноусова, Кулик, 1949). Обычно подобные изменения связаны с модификационной изменчивостью, за которой, однако, рядом исследователей признается значение формирующего фактора.

Подобные отступления, касающиеся сущности понятия «зона» и понятия этапности и периодичности развития фораминифер, представляются необходимыми в связи с дальнейшим изложением материала по зональным шкалам среднего карбона.

Как известно, разрез среднего карбона в СССР вообще, и Русской платформы в частности, характеризуется различной степенью полноты. Ярусное подразделение среднего отдела Русского карбона было осуществлено С. Н. Никитиным (1890), выделившим московский ярус, и С. В. Семихатовой (1934), выделившей башкирский ярус. Выделение горизонтов в стратотипах московского яруса было произведено А. П. Ивановым (1926), а отложений башкирского яруса востока Русской платформы было сделано Е. А. Рейтлингер (1957), Г. Д. Киреевой и И. И. Далматской (1960) и в стратотипической местности Урала — Л. С. Либровичем, Г. И. Теодоровичем, О. Л. Эйнором.

Усилиями огромного коллектива биостратиграфов, палеонтологов и геологов, плодотворно работавших в области изучения среднекаменноугольных отложений СССР, для ряда территорий, и в первую очередь для отдельных регионов центральных и восточных областей Русской платформы, где сосредоточены стратотипы ярусных и более дробных подразделений среднего карбона, по данным изучения фораминифер были

разработаны схемы дробного стратиграфического расчленения, в том числе и схемы с выделением местных фузулинидовых зон.

При обосновании единой шкалы зонального расчленения среднекаменноугольных отложений Русской платформы автор опирался на результаты исследований А. П. Иванова, С. В. Семихатовой, В. П. Бархатовой, П. В. Воложаниной, Е. А. Ивановой, Д. М. Раузер-Черноусовой, И. В. Хворовой, С. Е. Розовской, Е. А. Рейтлингер, О. Л. Эйнора, Г. Д. Киреевой, И. И. Далматской, Л. П. Гроздиловой, Н. С. Лебедевой, Н. Е. Бражниковой, П. Д. Потиевской, В. А. Погребняк и многих других исследователей.

Выше уже отмечалось, что значительная часть затруднений, возникающих при корреляциях и стратификации среднекаменноугольных отложений, снимается при использовании методики зональных шкал. Опубликованные шкалы зонального расчленения по фораминиферам среднего карбона для некоторых регионов Русской платформы, Донбасса и Средней Азии сведены в табл. 1—4, где также дано и их соотношение с единой зональной шкалой среднего карбона СССР.

По ряду разрезов Тянь-Шаня, Вайгачско-Пайхойского региона, Севера Русской платформы, Северного и Среднего Тимана, Полярного Урала и другим достигнуто дробное расчленение по материалам автора и результаты этих работ использованы в предлагаемой статье.

На Русской платформе зональное расчленение среднекаменноугольных отложений впервые осуществлено М. А. Болховитиновой (1939) для мячковских отложений, вскрытых Ордынской скважиной в Москве: выделены две зоны — *Fusulinella bocki* и *Fusulina cylindrica*. Позже Д. М. Раузер-Черноусовой предложено для района Сызрани (Раузер-Черноусова, 1953) подразделение отложений московского яруса на ряд зон, из которых зона *Eostaffella mutabilis*, *Schubertella pauciseptata* соответствовала образованиям верхней части верейского горизонта, зона *Eostaffella digitalis*, *Aljutovella priscoidea* — нижней части каширского, зона *Schubertella minima*, *Profusulinella ex gr. librovitchi* — верхней части каширского горизонта. В отложениях подольского горизонта выделялись: зона *Ozawainella stellae*, зона *Fusulinella colaniae*, зона *Bradyina pauciseptata* и первых ведекинделин, а в отложениях мячковского — зона *Fusulinella bocki*, зона *Pseudostaffella paradoxa* и зона *Fusulinella schwagerinoides*.

Зональное расчленение по разрезу Полазны было дано Д. М. Раузер-Черноусовой (1953), выделявшей в отложениях верхней части верейского горизонта зону, одноименную зоне верейского разреза Сызрани. Для отложений каширского горизонта было принято подразделение на три зоны, из которых наиболее ранняя одноименна раннекаширской зоне Сызрани, средняя была определена в качестве зоны *Profusulinella librovichi* и фузулинеул группы *Fusulinella schubertellinoides*, а верхняя названа зоной частых гемифузулин. В отложениях подольского горизонта была выделена зона *Fusulinella vozghalensis* и *Fusulina kamensis* (Раузер-Черноусова, 1953).

Представляет интерес рассмотрение схемы зонального расчленения стратотипической местности московского яруса. Отметим, что ранее характер комплексов фораминифер по разрезам верхней части среднего и верхнего карбона стратотипической местности был намечен С. Е. Розовской (1940), однако, зональное расчленение всего разреза среднего карбона было осуществлено Д. М. Раузер-Черноусовой и Е. А. Рейтлингер (1954).

Согласно данным этих авторов отложения верейского горизонта соответствуют зоне *Endothyra aljutovica* и др. (табл. 1). Ранняя зона каширского горизонта характеризуется зональным сообществом: *Ozawainella ex gr. digitalis*, *Aljutovella saratovica*, *Fusulinella antiqua*, а наиболее позднюю характеризуют такие виды, как *Hemifusulina kashirica*, *H. moelgeri*. Для отложений подольского горизонта авторами (Раузер-Черноусо-

Т а б л и ц а 1

Сопоставление зональных шкал среднего карбона Русской платформы

Ярус	Горизонт	Зональные шкалы			
		Ордынская скважина (Болховитинова, 1939)	Сызрань (Раузер-Черноусова, 1953)	Полазна (Раузер-Черноусова, 1953)	Южное крыло Подмоскownого бассейна и Окско-Пнинского поднятия (Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1954)
Московский	Мячковский	Зона <i>Fusulina cylindrica</i>	Зона <i>Fusulinella schwagerinoides</i>		Зона <i>Fusulina cylindrica</i>
			Зона <i>Pseudostaffella paradoxa</i>		
		Зона <i>Fusulinella bocki</i>	Зона <i>Fusulinella bocki</i>		Зона <i>Fusulinella bocki</i>
	Подольский		Зона <i>Bradyina pauciseptata</i> и первых ведекниделлин	Зона <i>Fusulinella vozhgalensis</i> , <i>Fusulina kamensis</i>	Верхний подгоризонт (с <i>Fusulinella bocki</i> , <i>Hemifusulina bocki</i> и др.)
			Зона <i>Fusulinella colaniae</i>		Зона <i>Fusulinella ulitinensis</i> , <i>F. pancouensis</i>
			Зона <i>Ozawainella stellae</i>	Зона <i>Fusiella praetypica</i> и параведкниделлин	Зона <i>Hemifusulina subrhomboides</i> , <i>Fusulina elegans</i>
	Каширский		Зона <i>Pseudostaffella ozawai compacta</i>	Зона частых гемифузули	Зона <i>Hemifusulina kashirica</i> , <i>H. moelleri</i>
			Зона <i>Schubertella minima</i> , <i>Profusulinella ex gr. librovitchi</i>	Зона <i>Profusulinella librovitchi</i> и фузулинелл группы <i>Fusulinella schubertellinoides</i>	
			Зона <i>Ozawainella digitalis</i> , <i>Aljutovella priscoidea</i>	Зона <i>Ozawainella digitalis</i> , <i>Profusulinella mutabilis</i>	Зона <i>Ozawainella ex gr. digitalis</i> , <i>Aljutovella saratovica</i> , <i>A. parasaratovica</i> , <i>Fusulina antiqua</i>
	Вереяский		Зона <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>	Зона <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>	Зона <i>Endothyra aljutovica</i> , <i>Climacamina aljutovica</i> , <i>Eostaffella mutabilis rjasanensis</i> , <i>Profusulinella convoluta</i> , <i>P. latispiralis</i> , <i>Aljutovella skelnevatica</i> , <i>A. cybaea</i>
	Краснополянский-метекский				

регионального ранга			
Горьковское и Ульяновское Поволжье (Далматская, 1961)	Вожгальский район (Раузер-Черноусова, 1961а)	Самарская Лука и Среднее Заволжье (Раузер-Черноусова, 1961б)	Скв. Красная Поляна, Среднее Заволжье (Рейтлингер, 1961)
Зона <i>Fusiella lanceiformis</i> , <i>Fusulinella pulchra</i> , <i>Fusulina ex gr. cylindrica</i>	Зона <i>Fusulinella eopulchra</i>	Зона <i>Fusulinella eopulchra</i> , <i>F. schwagerinoides</i>	Зона <i>Fusulinella schwagerinoides</i> , <i>F. eopulchra</i>
Зона <i>Pseudostaffella paradoxa</i> , <i>Fusulina ex gr. ulitinensis</i>	Зона <i>Fusulinella boc-ki</i> , <i>F. soligalichi</i>	Зона <i>Pseudostaffella paradoxa</i> и частых <i>Fusulina ex gr. elegans</i>	Зона <i>Fusulina ny-tvica</i> и <i>F. elegans</i>
Зона <i>Fusulina nytvica</i> , <i>F. ex gr. samarica</i> , <i>Wedekindellina dutkevichi longissima</i>	Зона <i>Fusulina samarica</i> , <i>F. paradistenta</i>	Зона <i>Fusulinella boc-ki</i> , <i>Fusulina samarica</i>	Зона <i>Fusulinella boc-ki</i> , <i>Fusulina typica</i>
Зона <i>Fusulinella voz-hgalensis</i> , <i>Fusulina ex gr. kamensis</i>	Зона <i>Ozawainella stellae</i> , <i>Fusulinella colaniae</i>	Зона частых фузулиnell группы <i>Fusulinella vozghalensis</i>	Зона частой <i>Fusulinella vozghalensis</i>
Зона <i>Fusulinella colaniae</i> , <i>Fusulina pseudoelegans</i> , <i>F. ex gr. ozawai</i>		Зона <i>Fusulinella colaniae</i> и <i>декерелл</i>	Зона частой <i>Fusulinella colaniae</i>
Зона <i>Profusulinella ex gr. librovitchi</i> и частых параштаффел	Зона <i>Hemifusulina moelleri</i> , <i>H. pseudo-boc-ki</i>	Зона <i>Oz. stellae</i> , <i>Climacomm. grandis</i>	Зона <i>Fusulina ozawai</i> и <i>Fusulinella colaniae</i>
Зона <i>Hemifusul. vol-gensis</i> , <i>H. communis</i>	Зона <i>Aljutovella pris-coidea</i> , <i>Hemifusulina volgensis</i> , <i>H. splendida</i>		
Зона <i>Aljutovella pris-coidea</i> , <i>A. postaljutovica</i>	Зона <i>Profusulinella biconiformis</i> , <i>Aljutovella postaljutovica</i>		
		Зона частой <i>Eostaffella mutabilis</i>	
		Зона <i>Schubertella pauciseptata globulosa</i>	Зона <i>Schubertella pauciseptata</i>
		Зона <i>Pseudostaffella irinovkensis</i> , <i>Hemigordius simplex</i>	

Ярус	Горизонт	Волго-Уральская область (Далматская, 1962)	Русская платформа	
			(Соловьева, 1963)	(Соловьева, 1963 и настоящая статья)
Московский	Мячковский		Зона <i>Fusulinella bocki</i> , <i>Fusulina cylindrica</i>	Зона <i>Fusulinella bocki</i> , <i>F.</i> <i>eopulchra</i> , <i>Fusulina cylindrica</i>
	Подольский		Зона <i>Fusulinella colaniae</i> , <i>F. vohzgalensis</i> , <i>Fusulina kamezsia</i>	Зона <i>Fusulinella colaniae</i> , <i>F. vohzgalensis</i> , <i>Fusulina kamezsia</i>
	Каширский		Зона <i>Hemifusulina volgensis</i> , <i>Aljutovella priscoidea</i> , <i>Fusulinella schubertellinoides</i>	Зона <i>Hemifusulina volgensis</i> , <i>Aljutovella priscoidea</i> , <i>Fusulinella schubertellinoides</i> , <i>F. subpulchra</i>
	Верецкий	Зона <i>Eostaffella mutabilis</i> Зона <i>Schubertella pauciseptata</i> , <i>Profusulinella ex gr. mutabilis</i> Зона <i>Schubertella polymorpha</i> , <i>Pseudostaffella irinovkensis</i>	Зона <i>Aljutovella aljutovica</i> , <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>	Зона <i>Aljutovella aljutovica</i> , <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>
Башкирский	Мелекесский		Зона <i>Verella spicata</i> , <i>Profusulinella rhombiformis</i>	Зона <i>Verella spicata</i> , <i>Profusulinella rhombiformis</i> , <i>Aljutovella tikhonovichi</i>
	Черемшанский		Зона <i>Ozawainella pararhomboidalis</i> , <i>Profusulinella parva</i>	Зона <i>Ozawainella pararhomboidalis</i> , <i>Profusulinella parva</i>
	Прикамский		Зона <i>Profusulinella staffellaeformis</i> , <i>Pseudostaffella antiqua grandis</i>	Зона <i>Profusulinella staffellaeformis</i> , <i>Pseudostaffella antiqua grandis</i> , <i>P. praegorskii</i>
	Северокельменский		Зона <i>Pseudostaffella antiqua</i>	Зона <i>Pseudostaffella antiqua</i>
	Краснополянск		Зона <i>Eostaffella varvariensis</i> , <i>E. postmosquensis</i> , <i>E. pseudostruvei</i>	Зона <i>Eostaffella varvariensis</i> , <i>E. postmosquensis</i> , <i>E. pseudostruvei</i>

ва, Рейтлингер, 1954) было предложено трехчленное деление, однако, вероятно частичное соответствие верхнего подгоризонта (с *Fusulinella bocki*) более поздней, мячковской зоне *Fusulinella bocki*. В мячковских отложениях южного крыла было намечено выделение двух зон, одноименных таковым, выделенным в разрезе Ордынской скважины (Болховитинова, 1939).

Для среднего карбона Горьковского и Ульяновского Поволжья зональное расчленение отложений московского яруса (каширский — мячковский горизонты) было осуществлено И. И. Далматской (1961). В каширском горизонте наиболее ранней является зона *Aljutovella priscoidea*, *A. postaljutovica*. Выше выделяются еще две зоны каширского горизонта — зона *Hemifusulina volgensis*, *H. communis* и зона *Profusulinella ex gr. librovitchi* и частых параштаффелл. Отложения подольского горизонта подразделяются на зону *Fusulinella colaniae*, *Fusulina pseudoelegans*, *F. ex gr. ozawai* и зону *Fusulinella vohzgalensis*, *Fusulina ex gr. kamensis*. Отложения мячковского горизонта делятся на три зоны: 1) *Fusulina nytvica*, *F. ex gr. samarica*, *Wedekindellina dutkevichi longissima*, 2) *Pseudostaffella paradoxa*, *Fusulina ex gr. ulitinensis* и 3) *Fusiella lancetiformis*, *Fusulinella pulchra*, *Fusulina ex gr. cylindrica*.

В том же году Д. М. Раузер-Черноусова (1961а) произвела зональное расчленение московского яруса (каширский-мячковский горизонты) Вожгалевского района. По этому расчленению в отложениях каширского горизонта были выделены зоны: 1) *Profusulinella biconiformis*, *Aljutovella postaljutovica*, 2) *Aljutovella priscoidea*, *Hemifusulina volgensis*, *H. splendida* и 3) *Hemifusulina moelleri*, *H. pseudobocki*. Подольский горизонт включал зону *Ozawainella stellae*, *Fusulinella colaniae*, а мячковский — зону *Fusulina samarica*, *F. paradistenta*, зону *Fusulinella bocki*, *F. soligalichi* и зону *Fusulinella eopulchra*.

Для среднекаменноугольных отложений Самарской Луки и Среднего Заволжья схема дробного зонального расчленения была предложена Д. М. Раузер-Черноусовой (1961б). В этой схеме впервые было произведено трехчленное деление отложений верейского горизонта с подразделением его на зоны: 1) *Pseudostaffella irinovkensis*, *Hemigordius simplex*, 2) *Schubertella pauciseptata globulosa* и 3) частой *Eostaffella mutabilis*. Зональное подразделение отложений подольского горизонта характеризовалось выделением трех зон: 1) *Ozawainella stellae*, *Climacammina grandis*, 2) *Fusulinella colaniae* и декерелл, 3) частых фузулиnell группы *Fusulinella vohzgalensis*. Отложения мячковского горизонта соответственно подразделялись на зону *Fusulinella bocki*, *Fusulina samarica*, зону *Pseudostaffella paradoxa* и частых фузулин группы *Fusulina elegans* и зону *Fusulinella eopulchra*, *F. schwagerinoides*.

Для среднего же Заволжья (скв. Красная поляна) Е. А. Рейтлингер (1961) была предложена шкала зонального расчленения с выделением в отложениях верейского горизонта зоны *Schubertella pauciseptata*, а в отложениях подольского горизонта зон: *Fusulina ozawai* и *Fusulinella colaniae*; частой *Fusulinella colaniae*; частой *Fusulinella vohzgalensis*. В отложениях мячковского горизонта выделялись зоны: *Fusulinella bocki* и *Fusulina typica*; *Fusulina nytvica* и *F. elegans*; *Fusulinella schwagerinoides* и *F. eopulchra*. И. И. Далматской (1962) несколько видоизмененная шкала трехчленного деления отложений верейского горизонта Самарской Луки и Заволжья (Раузер-Черноусова, 1961б) была распространена на всю территорию Волго-Уральской области.

Обращаясь к анализу приведенных шкал, интересно остановиться на рассмотрении принципов, положенных в основу выделения зон. Большинство зон выделено с использованием эволюционного момента (Болховитинова, 1937; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1954; Раузер-Черноусова, 1961а). В то же время, иногда, в основу выделения зон кладется специфика сообществ, отражающая явления периодичности в развитии фора-

минифер. В частности, на таком принципе основано выделение зоны частых гемифузулиин (Паузер-Черноусова, 1951), выделение зоны частой *Fusulinella colaniae*, зоны частой *Fusulinella vohzgalensis* (Рейтлингер, 1961) и некоторые другие. Иногда в зональное сообщество объединяются как автохтонные, так и аллохтонные элементы фауны. В качестве примера сошлемся на зону с *Wedekindellina dutkevichi longissima* и *Fusulina nytvica*, *F. ex gr. samarica*, зону первых ведекинделлин. В целом, большинство из приведенных в табл. 1 зональных шкал регионального ранга оперирует категориями зон, отражающих не столько этапность эволюционного процесса, сколько специфику сообществ, зависящую от эколого-фациальных причин (положение в ритме седиментации, приуроченность к батиметрической зоне и т. д.). Анализ характера зон, их пространственной протяженности, порядка их смены в вертикальном ряду свидетельствуют в пользу справедливости отнесения большинства выделенных зональных шкал к категории локальных. Что же касается сути выделенных зон, то они включают категории оппель-зон [зона *Fusulina cylindrica* и зона *Fusulinella bocki* (Болховитинова, 1939)], биозон — зона *Ozawainella digitalis*, *Aljutovella priscoidea* (Паузер-Черноусова, 1953), акмезон — зона частых фузулинелл группы *Fusulinella vohzgalensis* (Паузер-Черноусова, 1961a).

Разработка зональной шкалы для Русской платформы была предпринята М. Н. Соловьевой (1963). Предложенная шкала основывалась на выделении зональных комплексов, отражающих этапность эволюционных преобразований и при возможном исключении компонентов, отражающих влияние седиментационно-экологического характера.

По этой шкале в пределах башкирского яруса выделялись оппельзоны: 1) *Eostaffella varvariensis*, *E. postmosquensis*, *E. pseudosturvei* — отвечающая краснополянскому горизонту; 2) *Pseudostaffella antiqua* — соответствующая северокельтменскому, 3) *Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella antiqua grandis*, соответствующая прикамскому горизонту; 4) *Ozawainella pararhomboidalis*, *Profusulinella parva* — отвечающая черемшанскому горизонту и 5) *Verella spicata*, *Profusulinella rhombiformis* — соответствующая мелекесскому горизонту. Отложения московского яруса также подразделялись на ряд оппель-зон, из которых наиболее ранняя — зона *Aljutovella aljutovica*, *Eostaffella mutabilis*, *Schubertella paucisepitata* соответствует отложениям верейского горизонта, зона *Hemifusulina volgensis*, *Aljutovella priscoidea*, *Fusulinella schubertellinoides* отвечает каширскому горизонту, зона *Fusulinella colaniae*, *F. vohzgalensis*, *Fusulina kamensis* соответствует подольскому горизонту и, наконец, наиболее поздняя — зона *Fusulinella bocki*, *Fusulina cylindrica* соответствует мячковскому горизонту.

Характер сопоставления зональных шкал различных регионов с зоной общей шкалы Русской платформы приведен на табл. 1.

Представляет интерес рассмотреть характер зональных шкал Донбасса и соотношение локальных зон, выделяемых в ряде районов Донбасса (табл. 2). На характере соотношения зональных шкал Донбасса с общей шкалой Русской платформы мы остановимся позже.

Вопросами дробной стратиграфии морских среднекаменноугольных отложений Юго-Востока Русской платформы, в частности Донбасса, занимались многие исследователи (Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, А. П. Ротай, М. И. Соснина, М. Ф. Манукалова, П. Д. Потиевская, Г. Д. Киреева, В. А. Погребняк и многие другие).

Впервые зональное расчленение отложений башкирского и нижней части московского яруса было осуществлено П. Д. Потиевской (1955). По предложенной ею схеме наиболее ранней является зона *Pseudostaffella antiqua*, *Ozawainella umbonata*. Далее следуют: зона *Profusulinella primitiva*, *Ozawainella alshewskiensis*, зона *Profusulinella rhomboides*, *Ozawainella pararhomboides* и зона с первыми *Eofusulina ex gr. triangula*.

Таблица 2

Сопоставление зональных шкал среднего карбона Донбасса и Русской платформы

Ярус	Горизонт	Русская платформа (Соловьева, 1963 и настоящая статья)	Донецкий бассейн (Потиевская, 1955)	Северная и северо-западная окраины Донбасса	
				(Погребняк, 1964)	(Погребняк, 1972)
Московский	Мячковский	Зона <i>Fusulinella bocki</i> , <i>F. copulchra</i> , <i>Fusulina cylindrica</i>		Зона <i>Profusulinella simplicata</i>	Зона <i>Fusulina cylindrica</i>
	Подольский	Зона <i>Fusulinella colaniae</i> , <i>F. vozgalensis</i> , <i>Fusulina kamensis</i>		Зона <i>Ozawainella stel-lae</i>	Зона <i>Fusulinella colaniae</i>
	Каширский	Зона <i>Hemifusulina volgensis</i> , <i>Aljutovella pris-coidea</i> , <i>Fusulinella schubertellinoides</i> , <i>F. subpulchra</i>			Зона <i>Fusulinella (Fusulinella) subpulchra</i>
	Верейский	Зона <i>Aljutovella aljutovica</i> , <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>	Зона <i>Fusulina citronoides</i> , <i>Eofusulina triangularis</i> , <i>Pseudostaffella pseudoquadrata</i> , появление шубертелл		Зона <i>Aljutovella aljutovica</i>
Башкирский	Мелекесский	Зона <i>Verella spicata</i> , <i>Profusulinella rhombiformis</i> , <i>Aljutovella tikhonovichi</i>	Зона с первыми <i>Eofusulina ex gr. triangularis</i>		Зона <i>Aljutovella tikhonovichi</i>
	Черемшанский	Зона <i>Ozawainella pararhomboidalis</i> , <i>Profusulinella parva</i>	Зона <i>Profusulinella rhomboides</i> , <i>Ozawainella pararhomboidalis</i> Зона <i>Ozawainella alshevskiensis</i> , <i>Profusulinella primitiva</i>		Зона <i>Profusulinella primitiva</i>
	Прикамский	Зона <i>Profusulinella staffellaeformis</i> , <i>Pseudostaffella antiqua grandis</i> , <i>P. praegorskyi</i>			Зона <i>Pseudostaffella antiqua</i>
	Северокельт-менский	Зона <i>Pseudostaffella antiqua</i>	Зона <i>Pseudostaffella antiqua</i> , <i>Ozawainella umbonata</i>		
	Краснополянский	Зона <i>Eostaffella varvariensis</i> , <i>E. postmosquensis</i> , <i>E. pseudostruvei</i>			

В отложениях московского яруса выделялась всего одна зона *Fusulina citronoides*, *Eofusulina triangula*, *Pseudostaffella pseudoquadrata*. Позднее В. А. Погребняк (1964) произвела зональное расчленение отложений верхней части московского яруса, в котором выделялись зона *Ozawainella stellae* и зона *Profusulinella simplicata*. В самое последнее время В. А. Погребняк (1972) была показана возможность распространить (с некоторыми изменениями) на Донбасс общую зональную шкалу Русской платформы.

Следует отметить, что изменения, внесенные в донбасскую шкалу, в основном, касаются зональных подразделений башкирского яруса, где выделяются зоны: 1) *Pseudostaffella antiqua*, 2) *Profusulinella primitiva*, 3) *Aljutovella tikhonovichi*. В отложениях московского яруса прослеживаются в Донбассе зоны, одноименные зонам шкалы, предложенной М. Н. Соловьевой (см. табл. 2). Единственное расхождение по индексам существует в зоне, сопоставляемой с каширским горизонтом. Таким образом, эволюционный аспект, положенный в основу при разработке зональной шкалы Русской платформы, обеспечивает достаточно уверенное сопоставление в рамках зональных подразделений разрезов таких областей различного тектоно-седиментационного характера, какими являются Русская платформа (в целом) и Донбасс.

Характер зональных шкал областей с геосинклинальным режимом развития будет рассмотрен на примере Тянь-Шаня; как для отдельных регионов его, так и для всей Средней Азии в целом, схемы зонального расчленения различного ранга разрабатывались в разное время.

Впервые зональная шкала среднекаменноугольных отложений Средней Азии с выделением двух (впоследствии трех) родовых зон была предложена А. Д. Миклухо-Маклаем (1947, 1949), позднее М. Н. Соловьевой (1963; принята в 1958 г. совещанием по Унификации стратиграфических схем Средней Азии).

Согласно последней шкале выделялось девять зон. Нижнюю часть некоторых разрезов среднего карбона оказалось возможным подразделить на две части, из которых наиболее ранняя отвечает зоне *Eostaffella varvariensis*, *E. pseudostruvei* и содержит сопутствующий характерный комплекс фораминифер, состоящий из видов: *Asteroarchaediscus baschkiricus*, *Neoarchaediscus postrugosus*, *Millerella umbilicata*, *Eostaffella varvariensis umbonata*, *E. pseudostruvei chomatifera*, *E. mosquensis*, *E. postmosquensis*. Следующая зона *Pseudostaffella antiqua* (комплекс с *Pseudostaffella antiqua*) характеризуется массовым развитием вида *Pseudostaffella antiqua*, а также присутствием следующего комплекса характерных сопутствующих видов: *Pseudostaffella* ex gr. *compressa*, *P.* ex gr. *composita*, *P. praegorskyi*, *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus*, *Neoarchaediscus postrugosus*.

Зона *Pseudostaffella antiqua* смыкается (в непрерывных разрезах) с последующей зоной *Verella* aff. *spicata*, *Pseudostaffella proozawai*, *Pseudostaffella antiqua grandis*, для которой сопутствующий комплекс включает следующие характерные виды: *Asteroarchaediscus baschkiricus*, *Neoarchaediscus rugosus*, *Eostaffella mosquensis*, *E. postmosquensis*, *E. pseudostruvei*, *E. varvariensis umbonata*, *Pseudostaffella antiqua*, *P. finalis*, *P. sofronyzyki*, *P. compressa*, *P. praegorskyi*, *Ozawainella pararhomboidalis*, *O. eoangulata*, *Profusulinella staffellaeformis*, *P.* ex gr. *prisca*, *P. arta*, *Aljutovella* (?) sp.

Московский ярус по той же схеме подразделялся на четыре зоны, из которых для наиболее ранней зоны *Aljutovella aljutovica* устанавливается следующий характерный комплекс фузулинид: *Pseudostaffella pseudoquadrata*, *P. finalis*, *Ozawainella facoides*, *O. pararhomboidalis*, *P. prisca*, *P. praeprisca* sp. nov., *P. mutabilis*, *P.* ex gr. *parva*, *Aljutovella aljutovica*, *A. cf. lepida*, *A. postaljutovica*, *Eofusulina triangula*, *Dagmarella prima*.

Более поздняя зона — *Aljutovella znensis*, *A. priscoidea*, *Fusulinella schubertellinoides* содержит сопутствующий комплекс фузулинид: *Eostaffella digitalis*, *Profusulinella ovata*, *P. constans*, *P. nuratavensis* sp. nov., *P. prisca angulata*, *Aljutovella saratovica*, *A. complicata*, *Hemifusulina moelleri*, *Fusulinella inflata*, *F. subpulchra*, *Dagmarella prima*, *D. gephyrea*, *Fusulina citronoides*.

Для следующей зоны — *Fusulinella vozghalensis*, *Fusulina schellwieni*, *F. kamensis*, *Putrella brazhnikovae* характерен комплекс фузулинид, включающий: *Ozawainella kurakhovensis*, *O. schmitovi*, *Pseudostaffella ozawai*, *P. topilini extensa*, *Profusulinella* ex gr. *librovitchi*, *Fusulinella* ex gr. *bocki* *F.* ex gr. *colaniae*, *F. pulchra*, *Fusulina schellwieni*, *Putrella* (?) *susini*.

Наиболее поздняя зона *Fusulinella schwagerinoides*, *Hemifusulina bocki* содержит: *Fusulinella schwagerinoides*, *F. bocki*, *P. pseudoboeki*, *F. rara*, *F. kumpani*, *F. colaniae*, *Hemifusulina regularis*, *H. bocki mosquensis*, *H. elliptica*, *Protriticites pseudomontiparus*.

В последующие годы вопросами зонального расчленения отложений башкирского яруса восточного Тянь-Шаня занимается Л. А. Эктова (Бельговский, Эктова, 1966; Эктова, 1967, 1969). В результате этих работ была проведена детализация позднебашкирского интервала разреза и предложено выделение четырех подзон, впоследствии переведенных Л. А. Эктовой в ранг местных зон: 1) *Pseudostaffella antiqua*, *P. variabilis*, 2) *Pseudostaffella praegorskyi*, *Profusulinella* ex gr. *primitiva*, 3) *Pseudostaffella antiqua grandis*, *Profusulinella* ex gr. *rhombiformis*, 4) *Pseudostaffella* ex gr. *pseudoquadrata*, *Eowedekindellina normalis*.

Несколько позже анализ фораминифер, произведенный по работам Л. А. Эктовой по Кок-шаалу (Бельговский, Эктова, 1966; Эктова, 1967, 1969) Ф. Р. Бенш по Гиссару (1969), З. С. Румянцевой и А. В. Дженчураевой по Алайскому и Туркестанскому хребтам (Путеводитель ..., 1973), дал основание названным авторам внести коррективы в Унифицированную зональную шкалу позднебашкирских отложений Средней Азии, а именно, зона *Verella* aff. *spicata*, *Pseudostaffella proozawai*, *Pseudostaffella antiqua grandis* схемы Соловьевой (1963) была подразделена на три зоны 1) *Pseudostaffella praegorskyi*, 2) *Profusulinella primitiva*, *Ozawainella pararhomboidalis* и 3) *Verella spicata*.

Следует отметить, что такие индекс-виды вновь выделенных зон, как *Pseudostaffella praegorskyi*, *Ozawainella pararhomboidalis*, *Verella spicata* ранее указывались в качестве характерных для зоны *Verella* aff. *spicata* (Соловьева, 1963).

Как явствует из сравнения зональных шкал Средней Азии и Русской платформы (табл. 3), фактически, после подразделения зоны *Verella* aff. *spicata*, произошло выделение зональных комплексов, идентичных выделенным ранее на Русской платформе. Так, зона *Verella spicata* среднеазиатской шкалы по индекс-виду соответствует зоне *Verella spicata* Русской платформы, зона *Profusulinella primitiva* и *Ozawainella pararhomboidalis* соответствует зоне *Ozawainella pararhomboidalis*, *Profusulinella* ранга платформенной шкалы и по индекс-виду устанавливается соответствие зоны *Pseudostaffella praegorskyi* Средней Азии (впервые выделена Л. А. Эктовой в 1966 г.) зоне *Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella antiqua grandis*, *P. praegorskyi* (с дополнением вида *P. praegorskyi* в единую зональную шкалу среднего карбона СССР).

Для московского яруса в Унифицированной схеме карбона Средней Азии были приняты зоны, предложенные М. Н. Соловьевой (1963).

Позже зоны среднеазиатской шкалы были прослежены в бассейне р. Ак-су (см. табл. 3) А. В. Дженчураевой и Б. В. Поярковым (1973).

Дальнейшая проработка материалов по разрезам среднего карбона Средней Азии с учетом данных последних лет дала нам возможность произвести детализацию зональной шкалы Средней Азии (см. табл. 3). По этой шкале башкирский ярус подразделяется на пять зон: 1) *Eostaffella*

Таблица 3

Сопоставление зональных шкал среднего карбона Средней Азии и Русской платформы

Ярус	Горизонт	Русская платформа (Соловьева), 1963 настоящая статья	Средняя Азия		
			(Миклухо-Маклай, 1947, 1949)	(Миклухо-Маклай, 1963)	(Соловьева, 1963)
Московский	Мячковский	Зона <i>Fusulinella bocki</i> , <i>F. eopulchra</i> , <i>Fusulina cylindrica</i>	Зона <i>Fusulinella</i> , <i>Fusulina</i> (C_2^2) Зона <i>Profusulinella</i> , <i>Staffella</i> s. lato (C_2^1)	Зона <i>Fusulinella</i> и <i>Fusulina</i>	Зона <i>Fusulinella schwagerinoides</i> , <i>Hemifusulina bocki</i>
	Подольский	Зона <i>Fusulina kamenensis</i> , <i>Fusulinella colaniae</i> , <i>F. vohzgalensis</i>			Зона <i>Fusulinella vohzgalensis</i> , <i>Fusulina kamenensis</i> , <i>Putrella brazhnikovae</i>
	Капирский	Зона <i>Hemifusulina volgensis</i> <i>Aljutovella priscoidea</i> <i>Fusulinella schubertellinoides</i> , <i>F. subpulchra</i>		Зона <i>Profusulinella</i> и <i>Eofusulina</i>	Зона <i>Aljutovella znenensis</i> , <i>A. priscoidea</i> , <i>Fusulinella schubertellinoides</i>
	Верейский	Зона <i>Aljutovella aljutovica</i> , <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>			Зона <i>Aljutovella aljutovica</i>
	Мелекесский	Зона <i>Verella spicata</i> , <i>Profusulinella rhombiformis</i> , <i>Aljutovella tikhonovichi</i>		Зона <i>Pseudostaffella</i>	Зона <i>Verella</i> aff. <i>spicata</i> , <i>Pseudostaffella proozawai</i> , <i>Pseudostaffella antiqua grandis</i>
Башкирский	Черемшанский	Зона <i>Ozwainella pararhomboidalis</i> , <i>Profusulinella parva</i>			
	Прикамский	Зона <i>Profusulinella stafelaeformis</i> , <i>Pseudostaffella antiqua grandis</i> , <i>Ps. praegorskyi</i>			
	Северо-кельменский	Зона <i>Pseudostaffella antiqua</i>			Комплекс с <i>Pseudostaffella antiqua</i>
	Красноярский	Зона <i>Staffella varvariensis</i> , <i>E. postmosquensis</i> , <i>E. pseudostaruvei</i>			Зона <i>Eostaffella varvariensis</i> , <i>E. pseudostaruvei</i>

Восточный Тянь-Шань (Бельговский, Эктова, 1966; Эктова, 1967)	Тянь-Шань (Эктова, 1969)	Средняя Азия (Путеводитель экскурсий..., 1973)	Южный Тянь-Шань — северные предгорья Алайского и Туркестанского хребтов, р. Ак-су (Дженчурбаева, Поярков, 1973)	Средняя Азия (Соловьева, 1963 и настоящая статья)
		Зона Fusulinella schwagerinoides (Choristites mosquensis)		Fusulinella schwagerinoides Hemifusulina bocki
		Зона Fusulina kamensis (Productus graciosiformis)		Зона Fusulinella vozgalensis, Fusulina kamensis, Putrella brazhnikovae
		Зона Aljutovella priscoidea (Choristites priscus)	Зона Aljutovella priscoidea	Зона Fusulinella subpulchra, Profusulinella bedakensis
				Зона Aljutovella znensis, A. priscoidea, Profusulinella nuratavensis
		Зона Aljutovella aljutovica	Зона Aljutovella aljutovica	Зона Aljutovella aljutovica Profusulinella fittsi, P. parafittsi
IV подзона Pseudostaffella tianshanensis, Eowedekindellina normalis	Местная зона Pseudostaffella ex. gr. pseudoquadralina normalis	Зона Verella spicata	Зона Verella spicata	Зона Verella spicata, Profusulinella praepрисca, Aljutovella tikhonovichii
III подзона Pseudostaffella antiqua grandis, Profusulinella grozdilovae	Местная зона Pseudostaffella antiqua grandis, Profusulinella ex gr. rhombiformis	Зона Profusulinella primitiva и зона Ozawainella pararhomboidalis	Зона Profusulinella primitiva и зона Ozawainella pararhomboidalis	Зона Ozawainella pararhomboidalis
II подзона Pseudostaffella praegorskyi, Profusulinella primitiva asiatica	Местная зона Pseudostaffella praegorskyi, Profusulinella ex gr. primitiva	Зона Pseudostaffella praegorskyi	Зона Pseudostaffella praegorskyi	Зона Profusulinella staffellaeformis, Pseudostaffella antiqua grandis, P. praegorskyi
I подзона Pseudostaffella antiqua, P. variabilis	Местная зона Pseudostaffella antiqua, P. variabilis	Зона Pseudostaffella antiqua	Зона Pseudostaffella antiqua	Зона Pseudostaffella antiqua
		Зона Eostaffella varvariensis (Reticuloceras reticulatum)	Зона Eostaffella postmosquensis, E. pseudostrovei	Зона Eostaffella varvariensis, E. pseudostrovei

varvariensis, E. pseudostruvei; 2) Pseudostaffella antiqua; 3) Profusulinella staffellaeformis, Pseudostaffella antiqua grandis, P. praegorskyi; 4) Ozawainella pararhomboidalis; 5) Verella spicata, Profusulinella praeprisca sp. nov., Aljutovella tikhonovichi.

Московский ярус также подразделяется на пять зон: 1) Aljutovella aljutovica, Profusulinella fittsi, P. parafittsi; 2) Aljutovella znensis, A. priscoidea, Profusulinella nuratavensis sp. nov.; 3) Fusulinella subpulchra, Profusulinella bedakensis sp. nov; 4) Fusulinella vozghalensis, Fusulina kamensis, Putrella brazhnikovae; 5) Fusulinella schwagerinoides, Hemifusulina bocki.

Существенное сходство шкал среднего карбона Русской платформы и Средней Азии может быть объяснено с позиций эволюционной этапности, с позиций наличия определенных условий для реализации возможностей, заложенных в генофонд различных ветвей фузулинаей. Однако заметим, что различиями палеобиогеографического характера объясняется специфика сообществ некоторых зон карбона Средней Азии, в частности, развитие субсферических профузулинелл в зоне Verella spicata, Profusulinella praeprisca sp. nov., развитие профузулинелл P. fittsi, P. parafittsi в зоне Aljutovella aljutovica, обособление зоны Fusulinella subpulchra, Profusulinella bedakensis sp. nov. и развитие специфических для южных акваторий Fusulinella schwagerinoides.

Представляет интерес обратиться к вопросам корреляции зональных шкал Русской платформы, Донбасса и Средней Азии (табл. 4), для обоснования единой зональной шкалы среднего карбона СССР. Как известно, основной задачей стратиграфии в области исследования осадочных толщ является с т р а т и ф и к а ц и я — расчленение исследуемых толщ и корреляция выделенных отложений, причем, и что не менее важно, корреляция идет как в плане прослеживания выделенных подразделений «по горизонтали», при наибольшем использовании для целей этих корреляций сходства сравниваемых подразделений, так и «по вертикали», где на первое место очень часто исследователь ставит различия подразделений. «Вертикальная» — возрастная корреляция при био-стратиграфических построениях основывается обычно на эволюционном моменте в развитии исследуемых групп.

Общезвестно, что вопросы выделения коррелятивных уровней (по фауне) не решаются однозначно. Одни исследователи во главу угла при определении таких уровней ставят уровни максимального расцвета тех или иных элементов сообществ, другие — выделяют эти уровни с позиций «синхронного» отмирания тех же элементов сообществ. Немаловажное значение придается некоторыми исследователями моменту появления новых элементов в структуре сообществ, моменту обновления сообществ и т. д. Одно из направлений выделения коррелятивных уровней связывает с этапностью эволюционного процесса (Фурсенко, 1950, 1958; Раузер-Черноусова, 1965; Рейтлингер, 1966, и др.; Соловьева, 1966).

Рассмотрим корреляцию зональных шкал Русской платформы и Средней Азии (табл. 2, 4). Осуществлению подобной корреляции предшествовали работы по выявлению абсолютных скоростей эволюционного процесса для Fusulinacea и выявлению связей между ходом эволюции фузулинаей и динамикой перемен тектоно-седиментационных обстановок. Исходя из полученных результатов для рассматриваемого отрезка времени, можно отметить высокие скорости филетической эволюции и несовпадение моментов первого появления таксонов родового ранга с моментами смен тектоно-седиментационных циклов и известную асинхронность этапов эволюции по отношению к тектоно-седиментационным этапам (Соловьева, 1966).

В силу того, что рассматриваемые нами акватории (Русское эпиконтинентальное море и Сино-Азиатский бассейн) принадлежат к одному тропическому палеоклиматическому поясу, степень влияния различий

в климатических обстановках на формирование типа сообществ в отдельные интервалы времени практически ничтожна. Идентичность общего плана тектоно-седиментационных циклов Русской платформы и Средней Азии (Соловьева, 1966) создает предпосылки для исключения влияния особенностей их на формирование типа сообществ в той и другой из рассматриваемых областей и, наконец, абсолютные значения скоростей филетической эволюции дают основание считать, что эволюционное развитие фузулинаций в той и другой областях осуществлялось при одинаковой скорости. Неизбежной предпосылкой при осуществлении дальних корреляций путем выделения комплексов, отражающих этап эволюционного развития элементов, является введение в комплекс видов (родов), относящихся к провинциальным видам (родам) — эндемикам.

Обращаясь к корреляции названных выше шкал в пределах башкирского яруса, отметим, что вне зависимости от того, к какому отделу системы относятся различными исследователями отложения зоны *Eostaffella varvariensis* по этапу ускоренной эволюции семейства *Eostaffellidae*, связанному с развитием специфического сообщества полуэволютных чечевицеобразных эостэфелл, корреляция отложений этой зоны в рассматриваемых шкалах обычно не вызывает затруднений.

Более поздняя зона — *Pseudostaffella antiqua*, в областях непрерывного осадконакопления смыкающаяся с более ранней зоной *Eostaffella varvariensis*, фиксирует этап эволюции, связанный с возникновением жизненной формы фузулинаей (асимметричная субсферическая с развитыми хоматами) и четко трассируется в качестве синхронного уровня в обеих из рассматриваемых областей, а также и в такой промежуточной области, какой является Донецкий бассейн (см. табл. 2, 4).

Следующей зоне Русской платформы — *Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella antiqua grandis* идентична зона *Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella antiqua grandis*, *P. praegorskyi* среднеазиатской шкалы. Сопоставление этих зон осуществляется ввиду тождества эволюционного уровня в развитии фузулинаей. В областях с непрерывным осадконакоплением на Русской платформе наблюдается смыкание названной зоны с более поздней, а именно, с зоной *Ozawainella pararhomboidalis*, *Profusulinella parva* (Соловьева, 1963), а в Средней Азии с зоной *Ozawainella pararhomboidalis*, *Profusulinella primitiva* (Путеводитель..., 1973). Названные зоны знаменуют собой этап эволюции, связанный с возникновением новой жизненной формы среди чечевицеобразных и узконогутилоидных фузулинаей, а именно, с появлением представителей рода *Ozawainella*.

Самой поздней зоной башкирского века на Русской платформе является зона *Verella spicata*, *Profusulinella rhombiformis*, *Aljutovella tikhonovichi*. В Донбассе ей отвечает зона *Aljutovella tikhonovichi* (Порребняк, 1972), а в разрезах Средней Азии — зона *Verella spicata*, *Profusulinella praepreisca* sp. nov., *Aljutovella tikhonovichi*.

Названные зоны фиксируют важный этап в эволюции фузулинаей, выраженный появлением принципиально новой жизненной формы веретеновидных фузулинид, с впервые возникшими в истории фузулинаей мощными осевыми заполнениями (*Verella spicata*) и появлением форм, относящихся по складчатости перегородок уже к роду *Aljutovella* (*A. tikhonovichi*). Провинциальные особенности среднеазиатской части акватории Сино-Азиатского моря находят отражение в развитии специфических субсферических несимметричных профузулинелл (*Profusulinella praepreisca*).

Следующая по времени зона, обозначаемая на Русской платформе как зона *Aljutovella aljutovica*, *Eostaffella mutabilis*, *Schubertella pauciseptata* (Соловьева, 1963), в Донбассе (Порребняк, 1972) как *A. aljutovica* и в Средней Азии как зона *Aljutovella aljutovica*, *Profusulinella fittsi*, *P. parafittsi* отражает этап эволюции, связанный с дальнейшими

Таблица 4

Схема корреляции зональных шкал Донбасса, Средней Азии и Единой зональной шкалы СССР

Русская платформа				
Унифицированная схема (Решения..., 1965)			Единая зональная шкала СССР (Соловьева, 1963 и настоящая статья)	
Система Каменноугольная	Отдел	Ярус	Горизонт	
	Верхний	Гжельский		
	Средний	Московский	Мячковский	<i>Fusulinella bocki</i> , <i>F. eopulchra</i> , <i>Fusulina cylindrica</i>
			Подольский	<i>Fusulinella colaniae</i> , <i>F. vozhtgalensis</i> , <i>Fusulina kamensis</i>
			Каширский	<i>Hemifusulina volgensis</i> , <i>Aljutovella priscoidea</i> , <i>Fusulinella schubertellinoides</i> , <i>F. subpulchra</i>
			Верейский	<i>Aljutovella aljutovica</i> , <i>Eostaffella mutabilis</i> , <i>Schubertella pauciseptata</i>
		Башкирский	Мелекесский	<i>Verella spicata</i> , <i>Profusulinella rhombiformis</i> , <i>Aljutovella tikhonovichi</i>
			Черемшанский	<i>Ozawainella pararhomboidalis</i> , <i>Profusulinella parva</i>
			Прикамский	<i>Profusulinella staffellaeformis</i> , <i>Pseudostaffella antiqua grandis</i> , <i>P. praegorskyi</i>
			Северокельтменский	<i>Pseudostaffella antiqua</i>
			Краснополянский	<i>Eostaffella varvariensis</i> , <i>E. postmosquensis</i> , <i>E. pseudostruevi</i>
	Нижний	На-мюр-ский		

эволюционными преобразованиями трех развивающихся высокими темпами родов — *Aljutovella*, *Eostaffella*, *Schubertella*. Следует отметить, что эволюция рода *Aljutovella*, идущая по пути усиления дополнительных отложений и складчатости септ с одновременным сохранением двойственной природы строения оборотов, наиболее четко выражена у вида *Aljutovella aljutovica*. Другой зональный вид *Eostaffella mutabilis* знаменует собой завершение процесса выработки узко-наутилоидной, полуэволютной формы раковины у представителей рода *Eostaffella*, в то время как вид *Schubertella pauciseptata* является конечным в ряду шубертелл, эволюция которых шла как по пути увеличения размеров, так и по пути фиксации округлой, шаровидной формы раковины.

Рассмотренная зона смыкается на Русской платформе с зоной *Hemifusulina volgensis*, *Aljutovella priscoidea*, *Fusulinella schubertellinoides*,

Донбасс				Средняя Азия			
Унифицированная схема (Стратиграфия УРСР, 1969)		Зональная шкала (Погребняк, 1972)		Зональная шкала (Соловьева, 1963 и настоящая статья)			
Ярус	Извест- няк	Местная зона		Ярус			
Гжельский	O ₁						
	N ₂	C ₃ ^a					
	M ₁₀ M ₅	C ₂ ^m _e C ₂ ^m _d	Fusulina cylindrica			Fusulinella schwagerinoides, Hemifusulina bocki	
	L ₇	C ₂ ^m _e	Fusulinella colaniae			Fusulinella vozghalensis, Fusulina kamensis, Putrella brazhnikovae	
	L ₁	C ₂ ^m _b	Fusulinella subpulchra			Fusulinella subpulchra, Profusulinella bedakensis	
Московский	K ₃	C ₂ ^m _a	Aljutovella aljutovica			Aljutovella znensis, A. priscoidea, Profusulinella nuratavensis	
	' ₂	C ₂ ^b _e	Aljutovella tikhonovichi			Aljutovella aljutovica, Profusulinella parafittsi, P. fittsi	
	H ₁ H ₁ G ₁	C ₂ ^b _d C ₂ ^b _c C ₂ ^b _d	Profusulinella primitiva			Verella spicata, Profusulinella praep-risca, Aljutovella tikhonovichi	
	F ₁	C ₂ ^b _b				Ozawainella pararhomboidalis	
	E ₈	C ₁ ⁿ _e	Pseudostaffella antiqua			Profusulinella staffellaeformis, Pseudostaffella antiqua grandis, P. praegorsk- kyi	
Бакирский	E ₁					Pseudostaffella antiqua	
						Eostaffella varvariensis, E. pseudo- struvei	

F. subpulchra, в Донбассе с зоной *Fusulinella subpulchra* (Погребняк, 1972), а в Средней Азии этой зоне по времени соответствуют две зоны, из которых более ранняя зона *Aljutovella znensis*, *A. priscoidea*, *Profusulinella nuratavensis* sp. nov., а более поздняя — *Fusulinella subpulchra*, *Profusulinella bedakensis* sp. nov. Зона *Hemifusulina volbensis* и др. отражает этап эволюции, связанный с завершением развития рода *Aljutovella*.

Направление развития, идущее по пути усиления септальной складчатости и редукции хомат, с одновременным усложнением структуры стенки за счет перфорации ее, привело к возникновению кратковременно существовавшего рода *Hemifusulina* (в зональный комплекс шкалы Русской платформы введен вид *Hemifusulina volgensis*).

В Донбассе (Погребняк, 1972), как и в Средней Азии (Соловьева, 1963), спецификой развития фузулинидовых сообществ объясняется более

широкое, чем на Русской платформе (Семихатова и др., 1970), развитие вида *Fusulinella subpulchra*, что и послужило причиной выделения в донбасской шкале зоны *Fusulinella subpulchra*, отвечающей по объему всему каширскому горизонту. В пределах же Средней Азии, при двухчленном разделении аналогов каширского горизонта, вид *Fusulinella subpulchra* характеризует совместно с индекс-видом *Profusulinella bedakensis* sp. nov. верхнюю часть, а нижней — отвечает зона *Aljutovella znensis*, *A. priscoidea*, *Profusulinella nuratavensis* sp. nov. (табл. 4).

Более поздняя зона, обозначаемая на Русской платформе как зона *Fusulinella colaniae*, *F. vozghalensis*, *Fusulina kamensis*, фиксирует собой этап эволюции, связанный у фузулинелл с выработкой типа раковины с усиленными лентовидными хоматами (*F. colaniae*), а также с лентовидными хоматами, которые сохраняются во внутренних оборотах, а в наружных переходят в округлые укороченные хоматы (*Fusulinella vozghalensis*). Развитие жизненной формы фузулинацей, характеризующейся вытянуто-веретеновидной, субцилиндрической формой раковины с глубокой септальной складчатостью по всей длине оборотов, с редуцированными хоматами, зафиксировано в рассматриваемом этапе развитием зонального вида *Fusulina kamensis*.

В Донбассе (Погребняк, 1972) с указанной зоной коррелируется зона *Fusulinella colaniae*, в Средней Азии — зона *Fusulinella vozghalensis*, *Fusulina kamensis*, *Putrella brazhnikovae* (Соловьева, 1963).

Наиболее поздняя зона в среднем карбоне Русской платформы — *Fusulinella boski* *F. eopulchra*, *Fusulina cylindrica* знаменует собой завершение этапа развития фузулин, приведшего к выработке типа, в котором утяжеление раковины достигается двояким путем: увеличение веса вследствие увеличения площади септ и вследствие развития дополнительных отложений типа осевых заполнений (*Fusulina cylindrica*). Завершением этапа эволюции, ведущего к выработке укороченных массивных хомат, явилось развитие вида *Fusulinella boski*. Особое место в звеньях эволюции фузулинацей занимает развитие субромбоидных *Fusulinella eopulchra*. Названная зона в Донбассе коррелируется с зоной *Fusulina cylindrica*, а в Средней Азии с зоной *Fusulinella schwagerinoides*, *Hemifusulina boski*.

Заслуживает быть отмеченным обстоятельство, что при сравнении зональной шкалы Средней Азии и Русской платформы (см. табл. 4), подтверждается уже ранее высказанное положение о сходстве типов фауны той и другой областей и о сходстве в характере эволюционного процесса, в характере этапов развития фауны фораминифер сравниваемых областей. Указанные обстоятельства дают возможность подойти к разработке Единой зональной шкалы морских отложений среднего карбона СССР (см. табл. 4). Разработка названной шкалы, осуществленная на базе зональной шкалы Русской платформы (Соловьева, 1963), основывалась на выделении зональных комплексов, отражающих этапность эволюционных преобразований и на возможном исключении комплексов, отражающих влияние седиментационно-экологического фактора.

Так, наиболее ранняя введенная в Единую шкалу зона *Eostaffella varvariensis*, *E. postmosquensis*, *E. pseudostruvei* отражает момент развития зоштаффеллового сообщества, относящегося к этапу ускоренной эволюции надсемейства *Ozawainellacea*. В рассматриваемой фазе происходит, как это уже было ранее отмечено для зоштаффелл Д. М. Раузер-Черноусовой (Раузер-Черноусова и др., 1951), появление в ходе эволюции признака эволютности оборотов. Также параллельно с этим идет процесс становления четких хомат.

Со следующей зоной *Pseudostaffella antiqua* связан в ходе эволюционного процесса этап эволюции, отражающий возникновение жизненной формы фузулинацей, приспособленной отчасти к автономному передвижению благодаря округлой форме, с умеренно развитыми хоматами,

несущими здесь, как и у представителей рода *Eostaffella*, функцию ограничения (ограждения) устьевого канала.

Более поздняя зона — *Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella antiqua grandis*, *P. praegorskyi* — отражает этап эволюции, связанный с возникновением новой жизненной формы фузулинацев, именно появлением форм, характеризующихся преобладанием размеров по оси L над размерами по оси D (*Profusulinella staffellaeformis*).

Как известно, эволюция представителей рода *Pseudostaffella* идет в направлении повышения уровня организации за счет приобретения симметрии (*Pseudostaffella antiqua grandis*) и за счет усиления дополнительных отложений типа хомат (*Ps. praegorskyi*) при одновременном процессе усложнения строения стенки. Усиление дополнительных отложений связано с изменением их морфофункционального значения (утяжеление раковины), однако, этот процесс изменения функции хомат проходил постепенно, в пользу чего свидетельствует появление форм, сохраняющихся в раннем онтогенезе хоматы типа хомат *Pseudostaffella antiqua*, а в наружных оборотах — угловатых хомат (за счет большей их протяженности в боковых частях раковины) типа хомат группы *P. gorskyi*. Ранее на генетическое родство ряда *Pseudostaffella antiqua grandis* — *P. praegorskyi* — *P. gorskyi* указывалось Д. М. Раузер-Черноусовой (Раузер-Черноусова и др., 1951).

Зона *Ozawainella pararhomboidalis*, *Profusulinella parva* знаменует собой этап эволюции, связанный с возникновением новой жизненной формы среди чечевицеобразных и узконаутилоидных фузулинацев, а именно устойчивого появления рода *Ozawainella*. Появление форм с мощными дополнительными отложениями связано с изменением функций этих образований. Если у более ранних представителей чечевицеобразных и узконаутилоидных фузулинацев функцией хомат было ограничение устьевого канала, то у озавайнелл функцией хомат становится утяжеление раковины, что стоит в связи с увеличением общих размеров озавайнелл в процессе эволюции (*Ozawainella pararhomboidalis*). В ходе эволюционных преобразований представителей рода *Profusulinella* уже в первые моменты существования (позднебашкирское время) намечается тенденция к выработке форм с веретеновидной симметрично навитой раковинной и с установившимся типом строения стенки (*Profusulinella parva*).

Более поздняя зона *Verella spicata*, *Profusulinella rhombiformis* *Aljutovella tikhonovichi* представляет важный этап в эволюции фузулинацев, связанный с возникновением принципиально новой жизненной формы веретеновидных фузулинид с впервые появившимися в истории фузулинацев мощными осевыми заполнениями (*Verella spicata*). Кроме того, рассматриваемая зона характеризуется появлением форм по складчатости перегородок, относящихся уже к роду *Aljutovella* (*A. tikhonovichi*). В связи с этим представляется справедливым замечание Г. Д. Киреевой (1971) относительно возможности отнесения представителей вида *Profusulinella rhombiformis nibelensis* из ташастинского и уклякаинского горизонтов Урала к роду *Aljutovella*.

Следующая по времени зона — *Aljutovella aljutovica*, *Eostaffella mutabilis*, *Schubertella pauciseptata* знаменует этап эволюции, связанный с дальнейшими эволюционными преобразованиями трех развивавшихся высокими темпами родов фузулинацев. Эволюция рода *Aljutovella*, идущая по пути усиления дополнительных отложений и складчатости с одновременным сохранением двойственной природы строения раковины по оборотам (ранние — укороченно-ромбовидные, поздние — веретеновидные), наиболее четко выражена у индекс-вида зоны *Aljutovella aljutovica*. Вид *Eostaffella mutabilis* знаменует собой завершение процесса выработки узконаутилоидной, полуэволютной формы раковины представителей рода *Eostaffella*, а вид *Schubertella pauciseptata* является конечным в ряду шубертелл, эволюция которых шла как по пути увеличения размеров,

так и по пути фиксации округлой, шаровидной формы раковины. Во всю последующую историю развития шубертелл уже никогда больше не возникают формы, подобные группирующимся вокруг *Schubertella paucisep-tata*.

Следующая зона — *Hemifusulina volgensis*, *Aljutovella priscoidea*, *Fusulinella schubertellinoides*, *F. subpulchra* отражает этап эволюции, связанный с завершением развития представителей рода *Aljutovella*, и выраженный утратой в онтогенезе предковой (укороченно-ромбоидной) стадии раковины, и в усилении септальной складчатости. В это же время осуществляется переход к четырехслойной стенке, идущий параллельно с ослаблением хомат, что прекрасно выражено у *Aljutovella priscoidea*. Ослабление хомат у более поздних представителей рода *Aljutovella*, коррелятивно связанное с усилением септальной складчатости, с увеличением площади септ вело к утяжелению конструкции раковины, делая излишним усиление утяжеляющих устройств типа хомат, которым у поздних альютовелл возвращается функция устройств, ограничивающих устьевой канал.

Развитие фузулинаей в рассматриваемом этапе имеет резкую дивергенцию (от некоего «среднего» типа). Так, развитие по пути усиления септальной складчатости с одновременным процессом перфорации стенки и редукции хомат привело к возникновению кратко временно существующих (каширское — мячковское время) представителей рода *Hemifusulina*.

Другое направление, связанное с возвратом к организации, характеризующейся прямыми, нескладчатыми септами, привело к возникновению рода *Fusulinella*. Однако утяжеление раковины у фузулинелл достигается как увеличением веса стенки, так и усилением хомат. Начальные моменты развития фузулинелл характеризует вид *Fusulinella schubertellinoides*.

В следующей зоне *Fusulinella colaniae*, *F. vohzgalensis*, *Fusulina kamensis* дальнейшее развитие фузулинелл идет по пути выработки типов раковин с усиленными лентовидными хоматами (*Fusulinella colaniae*) и с лентовидными хоматами, сохраняющимися во внутренних оборотах, а в наружных переходящими в округлые укороченные хоматы (*Fusulinella vohzgalensis*). Возникновение и развитие жизненной формы фузулинаей, характеризующейся вытянуто-веретеновидной, субцилиндрической раковинкой с низкой и глубокой септальной складчатостью по всей длине оборотов, с редуцированными хоматами, зафиксировано в рассматриваемом этапе в развитии зонального вида *Fusulina kamensis*.

Более поздняя зона *Fusulinella bocki*, *F. eopulchra*, *Fusulina cylindrica* знаменует собой завершение этапа эволюции фузулин, приведшей к выработке типа, в котором утяжеление раковины достигается как путем увеличения веса вследствие увеличения площади септ, так и вследствие развития дополнительных отложений типа осевых заполнений (*Fusulina cylindrica*). Завершением этапа эволюции, ведущего к выработке укороченных массивных хомат, явилось развитие вида *Fusulinella bocki*, представляющего индекс-вид наиболее поздней по времени зоны среднего карбона. Особое место в звеньях эволюции Fusulinida занимает развитие субромбоидных фузулинелл (*Fusulinella eopulchra* и *F. subpulchra*).

Таким образом, каждая из выделенных зон в той или иной степени является охарактеризованной зональным комплексом, отражающим определенный (обычно ведущий) этап в эволюционном развитии фузулинаей.

Специфика палеобиогеографической позиции несомненно накладывает черты своеобразия на систему организм — среда, однако общность хода эволюционного развития позволяет и в этих случаях располагать достаточными корреляционными признаками (строение стенки, утяжеляющие устройства, наличие в палеоэкосистеме компонентов, идентичных входящим в ассоциацию зонального комплекса).

Из рассмотренного выше материала следует вывод о том, что для среднего карбона различных регионов СССР существует сходная последова-

тельность в развитии и изменении комплексов, что может быть объяснено, исходя из рассмотренных выше закономерностей эволюционного процесса, из закономерностей филогенетического (фенотипического) развития фузулинаей, установленного ранее работами Д. М. Раузер-Черноусовой, С. Е. Розовской, А. Д. Миклухо-Маклая.

Как видно, метод прослеживания филогенетических связей и анализ этапности эволюционного процесса (при учете ряда других факторов) дает надежную основу для биостратиграфических построений, для обеспечения на основе зональной стратиграфии достаточно надежной корреляции разнотипных в палеотектоническом и палеогеографическом отношении областей.

Выработанная Единая шкала зонального расчленения среднего карбона СССР по фузулинаеям для областей тропического палеоклиматического пояса дает возможность осуществления прямой корреляции стратиграфических шкал различных регионов СССР.

ОПИСАНИЕ НОВЫХ ВИДОВ ПРОФУЗУЛИНЕЛЛ СРЕДНЕГО КАРБОНА ТЯНЬ-ШАНЯ, ВВЕДЕННЫХ В ЗОНАЛЬНУЮ ШКАЛУ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Profusulinella praeprisca Solovjeva, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2, 3

Название вида от *praeprisca* (лат.) — предшествующая виду *P. prisca*.

Голотип — Главгеология Узбекской ССР, № 7/13; хр. Нура-тау, верховья сая Даристан; слои C_2^{2b} , каширский горизонт.

Оригиналы — Главгеология Узбекской ССР, № 7/276, хр. Нура-тау, левобережье Кельва-сая; № 7/356 — 10; хр. Нура-тау, бассейн Нарван-сая; возраст тот же.

Описание. Раковина мелких размеров, сферическая, иногда со слегка выступающими осевыми концами в наружном обороте. Внутренние обороты шарообразные. $L : D = 1,1 - 1,3 : 1$. Длина раковины изменяется в пределах от 0,90 до 1,42 мм, диаметр от 0,65 до 1,0 мм. Число оборотов 5—6. Начальная камера маленькая. Навивание тесное. У некоторых экземпляров один-два начальных оборота с резкой эндотироидностью, последующие навиты с незначительным колебанием оси навивания. Стенка тонкая, трехлопастная, с тектумом, протекой и наружным текториумом. Перегородки волнисты в осевой области. Дополнительные отложения в виде хомат, во внутренних оборотах низкие и широкие, характерного для группы *P. parva* типа, сменяются в последних оборотах высокими, короткими бугорковидными с прямым или вогнутым внутренним краем и пологим наружным. Устье узкое, по оборотам меняет положение.

Сравнение. Юношеская стадия развития этого вида с тесно свернутыми шарообразными оборотами, низкими лентовидными хоматами, с постоянной эндотироидностью обнаруживает сходство с видами группы *P. parva*. Однако такие признаки, как шарообразная форма раковины в целом, характер хомат (высокие, бугорковидные) и характер навивания сильно сближают описываемый вид с *P. prisca*. Отличия заключаются в большей компактности и характерной асимметричности раковин нового вида, а также наличии в юношеской стадии низких лентовидных хомат, свойственных *P. parva*. Все это, в сочетании с более мелкими размерами раковин, позволяет считать выделенный вид предковой формой вида *P. prisca*. От профузулинелл, близких *P. parva* и *P. prisca*, отличается по указанным выше признакам.

Распространение. Тянь-Шань; средний карбон (башкирский ярус — зона *Verella spicata* и др., московский ярус — зона *Aljutovella aljutovica*, *A. parafittsi*, *A. fittsi*).

Материал. Около 30 экземпляров.

Название вида по хр. Нура-Тау

Г о л о т и п — Главгеология Узбекской ССР, № 7/11; хр. Нура-тау, Нарван-сай; слои s_2^{2b} , каширский горизонт.

О р и г и н а л — Главгеология Узбекской ССР, № 7/276—30; хр. Нура-тау, левобережье Кельва-сая; возраст тот же.

О п и с а н и е. Форма раковины от овоидной с плоско-закругленной срединной областью, выпуклыми боковыми склонами и округленно-приостренными осевыми концами до овоидно-субцилиндрической, и уплощенной срединной областью и усеченными осевыми концами. У некоторых экземпляров начальные один-два оборота эндотироидны и шарообразны, у других — эндотироидность выражена лишь в слабом смещении оси навивания одного-полтора оборотов. $L : D$ 1,8—2,3 : 1. Размеры средние. Длина изменяется от 1,08 до 2,85 мм, диаметр от 0,64 до 1,77 мм. Число оборотов от 4 до 6, обычно 4 1/2 — 5. Начальная камера очень маленькая, шаровидная с диаметром около 0,05 мм. Навивание тесное.

Ниже приводится изменение величины диаметра (в мм) по оборотам.

Экземпляр	Обороты					
	1	2	3	4	4 1/2	5
№ 7/11 (голотип)	0,10	0,17	0,30	0,52	—	0,75
№ 78—1	0,13	0,23	0,38	0,64	—	0,77
№ 312—8	0,11	0,18	0,32	0,41	0,64	—
№ 78—26	—	0,16	0,32	0,58	—	1,00
№ 575—13	0,9	0,22	0,34	0,56	—	1,77

Отсюда видно, что во взрослой стадии, начиная с четвертого оборота, происходит резкий скачок в разворачивании спирали. Стенка довольно толстая, неперфорированная или пористая. Поры простые, сквозные, мелкие. Толщина стенки в последнем обороте равна 0,029 мм. У большинства экземпляров во внутренних оборотах наблюдалась стенка трехслойного строения с тектумом, протекой и наружным текториумом, иногда очень мощным. В наружном обороте стенка двухслойная, состоящая из тектума и протеки. У отдельных экземпляров наблюдается многослойность стенки. Перегородки скрученные или слабо складчатые в осевых концах. Дополнительные отложения во внутренних двух-четырех оборотах в виде лентовидных низких мощных хомат, продолжающихся обычно до осевых концов. В наружных одном-двух оборотах хоматы переходят иногда в короткие. У экземпляров с многослойной стенкой хоматы также многослойны и состоят, как и стенка, из 5—6 слоев. Устье от узкого во внутренних оборотах до умеренно-широкого в наружных. Ширина его в предпоследнем обороте от 0,20 до 0,51 мм.

С р а в н е н и е. От других видов профузулинелл отличается характерной овоидной и овоидно-субцилиндрической формой раковины, характером роста (резкий скачок в разворачивании спирали во взрослой стадии), а также дополнительных отложений, очень хорошо развитых, постоянных, мощных.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тянь-Шань; средний карбон (Московский ярус — зона *Aljutovella znsensis*, *A. priscoidea*, *Profusulinella nuratavensis*).

М а т е р и а л. Массовый.

Название вида по с. Бедак.

Г о л о т и п — Геологический институт АН СССР, № 4506/1; хр. Туркестанский, р. Каравшин выше с. Бедак; зона *Fusulinella subpulchra*, *Profusulinella bedakensis*, каширский горизонт.

О р и г и н а л ы — Геологический институт АН СССР; № 4506/2, хр. Нура-тау, массив Кара-тау, южный склон высоты 1058,4; № 4506/3, хр. Нура-тау, Саврюк-сай; № 4506/4 и 4506/5. хр. Нура-тау, Нарван-сай; возраст тот же.

О п и с а н и е. Раковина крупных размеров, правильно-веретеновидная, с тупо-усеченными или округло-приостренными концами в наружных одном-двух оборотах, с плавно и широко закругленной срединной областью. Начальные один-два оборота субшарообразные, в двух-трех последующих оборотах форма раковины укороченно-веретеновидная с значительным удлинением по оси в двух последних оборотах. $L : D = 2,3—2,5:1$. Длина раковины от 1,28 до 2,0 мм. Число оборотов до 6. Начальная камера шарообразная, средних размеров. Навивание свободное, однако отмечена более низкая спираль во внутренних оборотах. Раковина симметричная. Стенка довольно толстая для представителей профузулиnell; во внутренних оборотах с тектумом в наружных — нечетко выраженный двухслойная неперфорированная, состоящая из тектума и протекти. Перегородки волнистые. В осевой области иногда (табл. II, фиг. 3) слабо складчатые с образованием ячеек в широкой осевой зоне и на боках. Дополнительные отложения в виде хомат, низких во внутренних оборотах и высоких в последующих, широких, иногда переходящих в наружных оборотах в укороченные (табл. II, фиг. 2 и 3). Устье узкое во внутренних оборотах, значительно расширяющееся в наружных. Положение устьевого канала по оборотам стабильно.

С р а в н е н и е. От известных в литературе профузулиnell отличается характерной правильно-веретеновидной крупной (длина до 4,6 мм) раковиной с хорошо развитыми постоянными хоматами лентовидной формы. Отличается описываемый вид характерным, присущим ему скачком в удлинении раковины по оси L в двух наружных оборотах. Особо должно быть отмечено несходство в строении стенки с известными в литературе профузулиnellами, выражающееся в характерной массивности ее у большинства особей этого вида.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тянь-Шань; средний карбон (московский ярус — зона *Fusulinella subpulchra*, *Profusulinella bedakensis*).

М а т е р и а л. Около 25 экземпляров.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельговский Г. Л., Эктова Л. А. 1966. О границе башкирского и московского ярусов в Тянь-Шане. — Докл. АН СССР, 169, № 6.
- Бени Ф. Р. 1969. Стратиграфия и фораминиферы карбона Южного Гиссара. Ташкент. Изд-во «ФАН» УзССР.
- Болговитинова М. А. 1939. Мячковский разрез в свете новых палеонтологических данных (тезисы). — Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса, 1937, т. I. М.—Л.
- Далматская И. И. 1961. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Горьковского и Ульяновского Поволжья. В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Далматская И. И. 1962. О детальном стратиграфическом расчленении верейского горизонта Волго-Уральской области. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.
- Дженчураева А. В., Поляков Б. М. 1973. Экскурсия по осмотру разреза морских отложений намюрского, башкирского и нижней части московского ярусов по р. Ак-су (левый приток Соха). Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии. Ташкент. Изд-во «ФАН» УзССР.

- Иванов А. П. 1926. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IV.
- Келлер Б. М. 1950. Стратиграфические подразделения.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Киреева Г. Д. 1971. Уточнение стратиграфии башкирского яруса Горной Башкирии на основании изучения фораминифер.— Труды ВНИГНИ, вып. 107.
- Киреева Г. Д., Далматская И. И. 1960. К вопросу о стратиграфии башкирского яруса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Леонов Г. П. 1973. Основы стратиграфии, т. I, М., Изд-во МГУ.
- Леонов Г. П. 1974. Основы стратиграфии, т. II, М., Изд-во МГУ.
- Меннер В. В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 65.
- Миклузо-Маклай А. Д. 1947. Материалы к стратиграфии и микрофауне верхнего палеозоя Ферганы.— Вестник ЛГУ, № 2.
- Миклузо-Маклай А. Д. 1949. Верхнепалеозойские фузулиниды Средней Азии (Дарваз, Фергана, Памир). Л., Изд-во ЛГУ.
- Миклузо-Маклай А. Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии.— Л., Изд-во ЛГУ.
- Никитин С. Н. 1890. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой.— Труды геол. ком., т. V, № 5.
- Погребняк В. А. 1964. Стратиграфия верхнемосковских отложений северной и северо-западной окраин Донбасса по фораминиферам. В сб.: Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР, II, Геология. М., «Недра».
- Погребняк В. А. 1972. Сопоставление среднекаменноугольных отложений северной и северо-западной окраин Донбасса и других регионов на основании исследования фораминифер. В кн.: «Развитие газовой промышленности Украинской ССР.— Труды Укр. н.-и. ин-та природных газов, вып. IV.
- Потієвська П. Д. 1955. Біостратиграфічне розчленування верхньобашкирських відкладів середнього карбону західної частини Донецького басейну за форамініферами.— Геол. журн., т. 15, № 1.
- Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии. 1973. Ташкент, Изд-во «ФАН».
- Раузер-Черноусова Д. М. 1953. Периодичность в развитии фораминифер верхнего палеозоя и ее значение для расчленения и сопоставления разрезов. В кн.: Материалы Палеонтологического совещания по палеозою 14—17 мая 1951». М., Изд-во АН СССР.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1955. Зоны фузулинид и их соотношения с другими стратиграфическими подразделениями.— Бюлл. МОИП, т. XXX (4).
- Раузер-Черноусова Д. М. 1961а. Среднекаменноугольные отложения Вожжальского района. В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1961б. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам среднекаменноугольных отложений Самарской Луки и Среднего Заволжья. В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 5, М., Изд-во АН СССР.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1965. Этапы и периодичность в историческом развитии фузулинид.— Докл. АН СССР, 160, № 4.
- Раузер-Черноусова Д. М., Кулик Е. Л. 1949. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Раузер-Черноусова Д. М. и др. 1951. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. М., Изд-во АН СССР.
- Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А. 1954. Биостратиграфическое распределение фораминифер в среднекаменноугольных отложениях южного крыла Подмосковной котловины. В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Рейтлингер Е. А. 1957. Намюрский ярус Русской платформы (по фауне фораминифер).— Труды совещания по вопросу об объеме намюрского яруса и его положении в каменноугольной системе. Киев, Изд-во АН УССР.
- Рейтлингер Е. А. 1961. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений разреза скв. № 1 Красной Поляны в Среднем Заволжье.— В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Рейтлингер Е. А. 1966. Некоторые вопросы классификации и эволюции эндоитрия и примитивных фузулинид.— Вopr. микропалеонтол., вып. 10.
- Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии палеозойских отложений Русской платформы 1962 г. Л., Гостоптехиздат, 1965.
- Розовская С. Е. 1940. К изучению фузулинид Подмосковного бассейна.— Докл. АН СССР, нов. серия, 28, № 5.
- Семизатова С. В. 1934. Отложения московской эпохи в Нижнем и Среднем Поволжье и положении московского яруса в общей схеме напластований каменноугольной системы в СССР.— Проблемы сов. геологии, т. III, № 8.
- Семизатова С. В. и др. 1970. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазонаосной области.— Труды ВНИГНИ, вып. 76.
- Соловьева М. Н. 1963. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 76.
- Соловьева М. Н. 1966. Темпы и стадии

- эволюционного развития фораминифер и их соотношение с развитием Земли. Вopr. микропалеонтол., вып. 10.
- Соловьева М. Н. 1971. Некоторые вопросы формирования фауны фораминифер в среднекаменноугольную эпоху. Тезисы докладов XII сессии ВПО. Л., «Недра».
- Соловьева М. Н. 1975. Стратиграфическая классификация (исторический обзор, методология).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 50 (6).
- Степанов Д. Л. 1958. Принципы и методы биостратиграфических исследований.— Труды ВНИГРИ, вып. 113.
- Стратиграфия УРСР, т. V, Карбон. 1969. Киев, Изд-во «Наукова думка».
- Фурсенко А. В. 1950. Об эволюции фораминифер.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 2.
- Фурсенко А. В. 1958. Основные этапы развития фауны фораминифер в геологическом прошлом.— Труды ИГН АН БССР, вып. I.
- Шиндewolf О. 1975. Стратиграфия и стратотип. М., «Мир».
- Эктова Л. А. 1966. Стратиграфия башкирских отложений Тянь-Шаня (по фузулинидам). Автореф. канд. дисс. ВСЕГЕИ. Л.
- Эктова Л. А. 1967. Стратиграфия башкирского яруса хр. Кок-Шаал (Центральный Тянь-Шань). Биостратиграфический сб. ВСЕГЕИ, нов. серия, 116.
- Эктова Л. А. 1969. К объему и расчленению башкирского яруса среднего карбона.— Докл. АН СССР, 187, № 2.
- Arkell W. Y. 1933. The Jurassic system in Great Britain. Claderon Press, Oxford.
- Frebold H. 1924. Ammonitenzonen und Sedimentations-Zyklen in ihre Beziehung zueinander.— Centrbl. Mineral., Geol. Paläontol., N 10.
- Hedberg H. D. 1952. Procedure and terminology in stratigraphic classification.— Congr. Géol. Intern., Compt. rend., XIX sess., fusc. 13, Alger.
- Oppel A. 1856—1858. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands. Württem. naturwiss. Jahrbuch. I, II. Stuttgart.
- Schenk H. D., Müller S. W. 1941. Stratigraphic terminology.— Bull. Geol. Soc. America, 52, N 9.
- Solovjeva M. N. 1971. Paleobiogeographical zonation of the Middle Carboniferous (based on Fusulinacea). 7 Intern. Congr. Stratigr., Geol. Karbons. Zusammenfass. der Vorträge. Krefeld, 1971.
- Teichert C. 1950. Zone concept in Stratigraphy.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 34, N 7.

Zonal stratigraphy of middle carboniferous deposits in the USSR based on Fusulinacea

M. N. Solovieva

Marine Middle Carboniferous deposits are widespread in the European and Asian parts of the USSR. As to their structure, they can be attributed to the platform, eugeosynclinal and miogeosynclinal types. Paleoclimatic association of Middle Carboniferous aquatories is different too. Numerous types of assemblages, different completeness of the sections, specific character of stratotypes of some subdivisions make the correlation of Middle Carboniferous deposits in the USSR difficult. Methods of using the zonal scales contribute to this problem. An analysis of abundant materials and revision of the zonal scales of some regions enabled to suggest a universal zonal scale of Middle Carboniferous deposits in the USSR and distinguish five zones in the Bashkirian stage and four zones in the Moscovian one.

The given universal scale allows direct correlation of Middle Carboniferous deposits of various regions of the USSR within the tropical paleoclimatic belt.

К. И. КУЗНЕЦОВА

(Геологический институт АН СССР)

**О КРИТЕРИЯХ ДЕТАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ
ПОЗДНЕЙ ЮРЫ
ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ**

Принципам проведения стратиграфических границ систем, а в их пределах — стратонов более низкого ранга — отделов, ярусов, подъярусов и зон — во все времена уделялось стратиграфами большое внимание. За последние годы единообразное решение этих вопросов стало насущной необходимостью для геологов, поскольку огромный рост геологосъемочных и поисковых работ требовал разработки единых критериев установления границ и объемов стратиграфических подразделений всех рангов. Эти принципы в значительной мере уже разработаны и широко применяются в повседневной практике стратиграфов, однако по многим вопросам не достигнуто однозначного решения. Более того, пересмотр каждой новой границы влечет за собой столкновение взглядов исследователей, предлагающих свои, подчас существенно различные, методы решения этой проблемы. В стратиграфии мезозоя наиболее острая дискуссия развернулась по вопросу о границе юры и мела, вовлекая широкий круг специалистов, обсуждавших эти вопросы на многочисленных международных симпозиумах, коллоквиумах и совещаниях. В этой связи весьма острым и актуальным становится и вопрос об объеме верхнего яруса юрской системы. И не случайно, что для всей мезозойской эры только в юре допущено на сегодня существование двух параллельных ярусов — титонского и волжского. Что принять за основу для наиболее объективной аргументации этого вопроса — правило приоритета или объем ярусов в их стратотипах, историко-геологический принцип или развитие органического мира, традиции или международные соглашения? Таковы основные существующие противоречия.

Большое число сторонников приобрел «принцип базальных маркирующих горизонтов» — установление нижних границ стратиграфических подразделений — наиболее полно сформулированной Д. Эгером (Ager, 1963, 1964; Эгер, 1974). Д. Эгер предлагает определять только подошвы хроностратиграфических подразделений по отношению к фиксированным маркирующим уровням в стратотипах. Эти уровни, по его мнению, следует рассматривать как раз и навсегда установленные, за исключением особых случаев, подлежащих обсуждению Международной комиссией по стратиграфии. Это положение, вошедшее в Британский стратиграфический кодекс, подразумевает, что соответствующие маркирующие уровни должны быть максимально подробно и всесторонне охарактеризованы в стратотипе.

Указанную точку зрения среди западноевропейских стратиграфов поддерживают Калломон (Callomon, 1964), К. Бартель (Barthel, 1971), Х. Хельдер, А. Цайсс (Hölder, Zeiss, 1972) и др. Ими настоятельно подчеркивается суждение о том, что фактический материал, постоянно пополняющийся и дающий возможность новых его истолкований не может быть единственным критерием установления объема и границ хроностратиграфических подразделений. Последние должны быть приняты международными соглашениями, которые учитывают положение нижних границ этих подразделений в стратотипах.

Нет необходимости говорить о том, что подобная постановка вопроса, хотя и упрощает наши задачи, унифицируя и закрепляя в определенных рамках тот или иной стратон, является в значительной мере условной и приводит нас к формальной трактовке хроностратиграфических рубежей.

Несколько иное понимание этого вопроса мы находим в работе Б. Циглера (Ziegler, 1971). Рассматривая биостратиграфические границы в пределах юры, Б. Циглер подчеркивает, что даже представители такой ортостратиграфической группы как аммониты обнаруживают известную зависимость от фаций и следовательно их изменения, принимаемые за эволюционное развитие, могут в разных биохориях протекать по-разному и в различных темпах. Основываясь на этом, Б. Циглер считает, что ни одна географически или экологически обособленная область не может служить основой для разработки биостратиграфической шкалы (исключая зоны глубокого шельфа, имеющие наиболее устойчивые биотопы). Опирируя биозонами, как элементарными единицами биостратиграфии, названный исследователь подчеркивает их отличие от стандартных зон и ярусов, основанных на корреляции биозон. Однако в вопросе о границах этих стандартных подразделений Б. Циглер твердо занимает позицию целесообразности применения международных соглашений.

Для того, чтобы понять насколько глубоко проникли эти противоречия в вопросы хроностратиграфии юры, напомним, что на Международном симпозиуме по границе юры и мела, состоявшемся в 1973 г. во Франции и Швейцарии, не удалось принять согласованного решения ни по поводу положения границы этих систем, ни об объеме верхнего яруса юры. Более того, выявившийся разноречивостью в подходе к принципам проведения этих границ вызвал печальную необходимость принятия решения путем голосования, которое и было проведено в виде анкет-вопросников. И хотя большинство голосов было отдано в пользу традиционного проведения границы юры и мела (в основании зоны *grandis* берриаса), нет необходимости говорить о том, что такой метод не убедил противников этого решения. Мы принимаем в качестве явления, лежащего в основе хроностратиграфических построений, развитие органического мира, иными словами хроностратиграфические границы, основанные на эволюционных изменениях фауны, являются границами биостратиграфическими. Естественно при этом, что рассматривая изменения фауны как определенные этапы ее эволюции, мы не ставим их в зависимость от явлений историко-геологического характера. Последние оказывали влияние на состав и характер фаунистических сообществ, но эти изменения, имеющие фациально-экологическую природу, удается достаточно четко отличить от изменений эволюционных, лежащих в основе наших стратиграфических выводов. Настоящая работа основывается на изучении фораминифер, населявших в кимериджское и волжское время моря Бореального пояса. Фораминиферы этого времени представлены богатейшими комплексами (более 300 видов), разнообразными по систематическому составу (более 50 родов, принадлежащих к 14 семействам), многочисленными в количественном отношении (тысячи экземпляров) и в большинстве случаев прекрасными по степени сохранности раковин. Они быстро изменялись во времени и обладали широкими ареалами. Но по своей биологической природе все они — бентосные формы.

В этой связи необходимо коснуться вопроса о возможности использования бентосных форм для детальной стратиграфии и корреляции.

Разработка зональных шкал по планктонным фораминиферам давно получила широкое распространение и всеобщее признание. Ряд исследований, завершенных и опубликованных в последние годы утвердил за планктонными фораминиферами авторитет непревзойденной группы организмов для детального расчленения и широких сопоставлений осадков позднемелового и третичного возраста. Однако более древние мезозойские отложения не богаты планктоном. В юре планктонные формы встречаются настолько спорадически (в это время они и начинают свое развитие), что не могут быть использованы для стратиграфии и корреляции. А в кимериджских и волжских отложениях они практически полностью отсутствуют. Есть указания на находки титонских глобигерин в Болгарии (Йовчева, Трифонова, 1960), но в Крыму и на Кавказе в титоне они не известны, так же как и в платформенных фаунах волжского яруса Бореального пояса.

Итак, фауна простейших на протяжении рассматриваемых геологических веков была представлена бентосом. Но если возможность использования бентосных фораминифер для дробного расчленения мезозойских отложений ни у кого в настоящее время уже не вызывает сомнений, то право на широкую корреляцию по ним еще оспаривается. Существуют и крайние мнения о том, что даже в пределах одного бассейна фациальная зависимость и экологическая изменчивость бентосных фораминифер настолько значительна, что при сопоставлении разрезов на этой основе степень ошибки превышает степень достоверности и может привести к совершенно неправильным выводам. Естественно, что имея дело с акваториями разных палеозоогеографических провинций Бореально-Атлантической области¹. (Волжской или Восточно-Европейской и Портландской), мы ставим перед собой еще более ответственную задачу.

Для того, чтобы решить, насколько можно опираться в детальной стратиграфии и корреляции на бентосных фораминифер, обратимся к конкретным данным по составу этих ископаемых сообществ.

Прежде всего — пределы их вертикального распространения, как первейшая основа для стратиграфического расчленения.

Выяснилось, что из 229 видов, наиболее широко распространенных в кимериджских и волжских отложениях Русской платформы, 147 (64%) ограничены в своем вертикальном распространении одной зоной, 51 вид (22%) встречается в двух зонах, 18 видов (8%) — в трех зонах и только 13 видов (6%) переживают более длительное время. Интересно отметить, что последние принадлежат к видам долгоживущим, известным на протяжении нескольких геологических эпох. Следовательно, основной предел распространения вида — одна зона.

Второй существенный критерий — географический ареал видов. Из тех же 229 видов 151 вид (66%) распространен на всей территории Восточно-Европейской (Волжской) провинции (включая Русскую платформу и Центральную Польшу вне Карпат); 46 видов (20%) известны за пределами Волжской провинции и встречаются в Англии (Портландская провинция); 29 видов (13%) являются общими для Русской платформы и Сибири, т. е. встречаются в двух палеозоогеографических областях — Бореально-Атлантической и Арктической. Только 79 видов (34%) по сегодняшним нашим представлениям ограничены пределами Русской платформы. Другими словами, ареал большинства бентосных кимериджских и волжских видов фораминифер Бореально-Атлантической области очень широк и,

¹ Палеозоогеография поздней юры бореального пояса принимается нами в соответствии с подразделениями и наименованиями, предложенными В. Н. Саксом и Т. И. Нальняевой, 1968.

следовательно, они могут быть использованы для целей удаленной корреляции разрезов.

Используя быструю изменчивость во времени и широкое распространение в пространстве позднеюрских фораминифер, мы сделали попытку выделить дробные подразделения по фораминиферам в пределах кимериджского и волжского ярусов (Даин, Кузнецова, 1971). В опубликованной в 1969 г. статье автора эти подразделения сознательно именовались слоями с характерными комплексами микрофауны, и прежде всего мы не называли и не считали эти подразделения зонами потому, что для их выделения были использованы не все основные группы фораминифер, а главным образом нодозарииды, поскольку остальные семейства в то время еще не были монографически обработаны.

Здесь нам представляется необходимым остановиться на том, что мы понимаем под термином зона и, следовательно, можем ли мы употреблять это наименование применительно к выделяемым нами дробным стратиграфическим подразделениям.

Зона, как единица Международной стратиграфической шкалы (МСШ) является хроностратиграфическим подразделением, и соответствует отложениям, образовавшимся за время существования комплекса (планктонных фораминифер, аммонитов и др.), отражающего определенный этап в эволюционном развитии этой группы. Она пользуется планетарным или близким к нему пространственным распространением. Из этого определения, вошедшего в Международный стратиграфический кодекс и в стратиграфический кодекс СССР вытекает, что зоны, установленные по бентосным фораминиферам, и имеющие широкую, но не планетарную протяженность, не могут быть причислены к зонам МСШ. В то же время к ним не применим и термин «лона», предложенный Г. Я. Крымгольцем (1972) для отложений, образовавшихся за время существования комплекса ископаемых, с узким локальным распространением.

Нам представляется возможным считать эти подразделения зонами, близкими к оппелльзонам, так как к ним применимы все критерии, характеризующие оппелльзону по установившемуся в современной стратиграфии пониманию. Наиболее четко эти представления сформулированы и подытожены в работе Д. М. Раузер-Черноусовой (1967), проиллюстрировавшей изложенные ею общетеоретические положения на примере фораминифер.

Наши зоны основаны на эволюционных изменениях определенных родов и видов, причем не по одной какой-либо группе форм, а по разным — секреционными и агглютинирующими, т. е. биологически различными группами. Виды, послужившие основой для дробного расчленения, обладают быстрой изменчивостью во времени, высокой плотностью популяций и широким ареалом — иными словами соответствуют представлению о состоянии биологического прогресса. Что касается географического критерия, то, как говорилось выше, ряд видов распространен не только в разных регионах одной палеозоогеографической провинции, но и в разных провинциях, а отдельные виды — и в разных палеозоогеографических областях, т. е. пространственная протяженность выделяемой по ним стратиграфической единицы соответствует провинции или выходит за ее пределы.

Естественно, что на таких громадных пространствах, какими являются Портландская и Волжская или Восточно-Европейская провинции неизбежна значительная пестрота фациальных обстановок и, соответственно, различные по составу отложения с несколькими различными комплексами бентосных фораминифер. Приуроченность зонального комплекса к определенным фациям, необходимо, конечно, учитывать, особенно анализируя бентосные сообщества фораминифер, но, как подчеркивает Д. М. Раузер-Черноусова (1955, 1967), зональные виды оппелльзон широко распространены и обычно эврифациальны, поэтому характеризующий их диапа-

зон фаций достаточно широк. Таким образом, рассматривая зональный комплекс на всей обширной территории развития зоны, мы учитываем в известной мере обобщенный его состав, а не совокупность форм, приуроченных к конкретному разрезу. В ряде случаев происходит замещение зональных видов викарирующими формами. Однако для оппелъзоны в принимаемой нами трактовке допускается замещение зональных видов (в том числе и индекс-вида) викарирующими формами (Крымголец, 1964; Раузер-Черноусова, 1967) при сохранении основного состава комплекса. Так, в Сибири, где не развиты кимериджские и волжские цератобулиминиды и эпистоминиды, преимущественное значение для расчленения этих отложений приобретают нодозарииды. Напротив, сравнивая Русскую платформу и Англию, т. е. разные палеозоогеографические провинции мы отмечаем большое сходство родового и видового состава нодозариид, а также цератобулиминид и эпистоминид (роды *Conorboides*, *Mironovella*, *Hoeglundina*, *Pseudolamarckina*) (Lloyd, 1962). Более заметные различия наблюдаются в составе представителей агглютинирующих фораминифер: семейства *Reophacidae*, *Trochamminidae*, *Ataxophragmiidae*, *Lituolidae* (Lloyd, 1959). Существенно, однако, подчеркнуть, что последовательность в развитии основных групп, отражающая определенные стадии их эволюционного развития, сохраняется.

В то же время, говоря о возможности такого успешного сопоставления микрофаунистических зон разных провинций и даже областей, не следует создавать необоснованное впечатление об универсальности бентосных фораминифер для широкой корреляции. Как только от Арктической и Бореально-Атлантической областей мы переходим к Средиземноморской, другими словами — от волжского яруса к титону, мы встречаемся с огромными трудностями, в значительной мере, определяемыми не только существенным различием систематического состава (на уровне семейств и родов), но и заметной его обедненностью в количественном отношении. Достаточно сказать, что если в Бореально-Атлантической области мы имеем в волжском ярусе около 250 наиболее широко распространенных видов, то из титона Крыма их определено 40—50, а в тех же отложениях Болгарии, по данным Михайловой-Йовчевой и Трифионовой (1967) их не более 10—12. Таким образом, сопоставление волжского яруса с титоном по фораминиферам все еще представляет значительные трудности и, по-видимому, эта проблема может быть наиболее успешно решена путем изучения отложений, развитых в смежных регионах этих двух палеозоогеографических областей, где мы обнаруживаем фауну как южного, так и бореально-арктического типа. Одной из таких территорий является Днепровско-Донецкая впадина, в разрезах северного борта которой встречен типично бореальный комплекс фораминифер совместно с характерными волжскими аммонитами, а в центральной части впадины в разрезах этого возраста присутствует сообщество фораминифер типично тетического состава (Пяткова, 1974). Существенные различия состава тетических и бореальных фораминифер и в то же время большое сходство последних с арктическими, в значительной степени определяются обитанием их в акваториях с различными в первом случае и сходными во втором типами осадконакопления. Эпиконтинентальные, шельфовые области бореальных и арктических акваторий Русской платформы и Сибири, хотя и имели каждая свою определенную специфику, но принципиальные закономерности их седиментогенеза и биотомии были сходны. Напротив, донные осадки геосинклинальных бассейнов Тетиса накапливались в иных условиях, при более интенсивных темпах осадконакопления, иных температурных и биохимических параметрах, что и определило иной систематический состав тетической бентосной фауны простейших. Это было не менее важно, с нашей точки зрения, чем факторы частичной географической изоляции этих акваторий. Иначе чем можно объяснить тот очевидный факт, что разрезы поздней юры Сибири и Англии, разде-

ленные многими тысячами километров, гораздо более сходны по составу встреченной в них фауны, чем отстоящие совсем недалеко друг от друга разрезы северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины и Северо-Восточного Крыма?

Четыре основных семейства фораминифер позволяют наметить этапы развития этой фауны в поздней юре: *Ataxophragmiidae*, *Lituolidae*, *Nodosariidae* и *Ceratobuliminidae*. Для нижней части рассматриваемого стратиграфического интервала более характерны атаксофрагмиды и цератобулиминиды. Нодозарииды от самых низов кимериджа до границы с мелом не утрачивают своего значения. Если проследить последовательные изменения указанных групп на протяжении кимериджского и волжского времени, можно выявить, как связаны эти изменения с конкретными стратиграфическими границами.

В рассматриваемом возрастном интервале (с конца оксфорда до границы с мелом) мы имеем стратиграфические рубежи разных рангов: между системами, ярусами, подъярусами и смежными зонами.

Обращает на себя внимание тот факт, что изменения фораминифер на этих границах различаются количественно и качественно. Основные изменения в составе фораминифер на всех стратиграфических рубежах происходят на видовом уровне. Появление новых родовых таксонов отмечается лишь в позднекимериджское время (роды *Paradentalina* и *Dentalinopsis*), в средневолжское время (роды *Evolutinella*, *Flabellamina*, *Bolivinospis*, *Spirofrondicularia*) и в начале поздневолжского времени (род *Placopsilina*).

Наиболее значительное обновление видового состава фораминифер наблюдается не на принимаемой в настоящее время по аммонитам границе юры и мела, как это можно было бы ожидать, и не на границе оксфорда и кимериджа или последнего с волжским ярусом, а внутри волжского яруса, между нижним и средним подъярусами (зоны *Subplanites pseudoscythicus* — *Dorsoplanites panderi*). Если весь видовой состав фораминифер, встреченных в рассмотренном стратиграфическом интервале, в известной мере условно подразделить на четыре группы 1) виды, появляющиеся в данной зоне; 2) виды исчезающие; 3) виды транзитные и 4) виды, ограниченные в своем распространении данной зоной, то станет очевидным, что зона *Dorsoplanites panderi*, знаменующая начало средневолжского времени, охарактеризована наиболее своеобразным сообществом видов фораминифер. В это время возникает 12 новых видов, исчезает 16 ранее существовавших, 64 вида присущи только этой зоне и всего один вид является для данных отложений транзитным¹.

На рисунке приведена схема-диаграмма числа появляющихся и исчезающих видов в пределах указанного отрезка времени.

Рассматриваемые изменения, однако, не вскрывают в полной мере те эволюционные преобразования, которые стоят за приведенными выше числовыми данными. Возможно, значительное обновление состава фауны на границе раннего и среднего волжского времени связано с расширением на этом этапе морской трансгрессии и обогащением фауны фораминифер иммигрантами из других областей? Проследив развитие фораминифер, мы убедились, что основные видовые группы рассмотренных родов, представляют собой генетически связанные ветви, возникшие в кимеридже, оксфорде или еще раньше, но именно на этом этапе претерпевшие активное формообразование, быстрое развитие и широкое расселение. Возникшие новые виды — звенья единой генетической цепи, связывающей более ранние отрезки юрской истории с ее заключительным этапом. Если такое явление в пределах одной группы, одного рода, даже одного семейства, может

¹ Приведенные данные основаны на анализе комплексов фораминифер Восточно-Европейской палеозоогеографической провинции, для которых было детально выяснено вертикальное распространение в разрезах всей указанной территории.

быть случайным, то будучи прослеженным на примере 8—10 родов четырех совершенно различных семейств фораминифер, оно представляется нам закономерным и убедительным.

Более того, в пределах каждого семейства мы постарались проследить это явление на примере морфологически отличающихся друг от друга родов, представители которых имеют мономорфную или гетероморфную раковину — *Lenticulina*, *Saracenaria*, *Marginulina* (семейство Nodosariidae); *Haplophragmoides*, *Ammobaculites* (семейство Lituolidae). Эти наблюдения были проведены по каждому роду на группах видов, также морфологически различных, например, гладкостенных и скульптурированных. Мы постарались исключить и признаки внешнего конвергентного сходства, изменения которых, связанные с чисто экологическими факторами, обычно более заметны, но менее существенны для понимания эволюционного процесса рассматриваемой группы. Выяснилось, что роды *Lenticulina*, *Astacolus*, *Saracenaria*, *Marginulina* (семейство Nodosariidae) дают всплеску видообразования именно в начале времени *Dorsoplanites panderi*. Активное видообразование в составе родов *Ammobaculites* и *Orbignynoides* отмечается также в это время и несколько раньше. Напротив, среди родов семейства Ceratobulminidae (*Mironovella*, *Pseudolamarckina*, *Hoeglundina*) наблюдается ослабление процесса формообразования, сокращение численности видовых популяций и исчезновение ряда видов, существовавших на протяжении кимериджского и ранневолжского времени. Иными словами, мы видим отчетливую связь и преемственность ранневолжских видовых групп с кимериджскими и существенное их обновление в начале средневолжского времени (Даин, Кузнецова, 1976).

Следует сказать, что и в составе аммонитовой фауны в начале средневолжского времени отмечаются существенные преобразования, происходящие на высоком таксономическом уровне: заканчивают свое развитие *Virgatasphinctinae*, возникают *Dorsoplanitinae* и появляются первые пред-

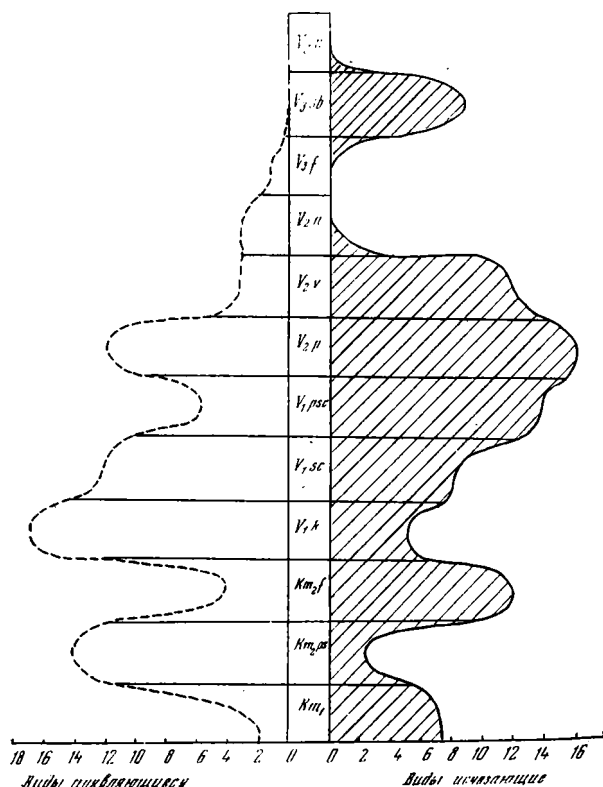


Диаграмма соотношения числа видов фораминифер, появляющихся и вымирающих на протяжении кимериджского и волжского веков в Бореально-Атлантической области

ставители Virgatitinae, получившие в дальнейшем большое развитие. Отмеченные факты вызывают естественный вопрос — не является ли граница между зонами Subplanites pseudoscythicus и Dorsoplanites panderi границей кимериджского и волжского ярусов, поскольку по масштабам происшедших на ней изменений она более отчетлива, чем принимаемая по аммонитам нижняя граница волжского яруса в основании зоны Gravesia? Ведь именно так понималась она некоторыми английскими стратиграфами (Casey, 1967; Cope, 1967), а большинством западноевропейских исследователей указанная граница проводится еще выше — над зонами Pavlovia pallasoides и P. rotunda (=зоне Dorsoplanites panderi Русской платформы).

В Англии это особенно отчетливо подкрепляется единством литологического состава пород, слагающих всю часть разреза от зоны Pictonia baylei до подошвы зоны Progalbanites albanii и отражающих единый седиментационный этап развития бассейна, в течение которого происходило накопление черных жирных глин (Kimmeridge Clay). В пределах Восточно-Европейской платформы, граница кимериджского и волжского ярусов (в понимании советских стратиграфов) литологически выражена обычно достаточно четко и проявляется в смене серых мергелей более темными карбонатными глинами. Естественно, что при решении вопроса о стратиграфических границах любых рангов необходимость правильной оценки геологической обстановки совершенно несомненна.

Однако, как показывают наблюдения, эволюция разных групп как пелагической, так и бентосной фауны подчиняется определенным закономерностям и не может быть поставлена в прямую зависимость от изменения фациальных обстановок древних акваторий. Об этом свидетельствует синхронность, однонаправленность и одномасштабность изменений, отмечаемых в развитии фораминифер на рубеже юры и мела Восточно-Европейской платформы, Сибири и Крыма (Басов, Булыникова и др., 1975).

В настоящее время трудно считать однозначно решенным вопрос о верхнем ярусе юрской системы. Многие аспекты этой проблемы еще спорны и недостаточно изучены. Но несомненно одно — привести нас к пониманию этого может только изучение всех групп фауны, обитавшей на рубеже юрской и меловой эпох, в том числе и бентосных фораминифер.

ЛИТЕРАТУРА

- Басов В. А., Булыникова С. П., Горбачик Т. Н., Кузнецова К. И. 1975. Развитие фораминифер на рубеже юры и мела. — Вopr. микропалеонтол., вып. 18.
- Белецка В., Кузнецова К. И. 1969. Палеогеография и фауна фораминифер кимериджа Центральной Европы. — Вopr. микропалеонтол., вып. 12.
- Герасимов П. А., Михайлов Н. П. 1966. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Данин Л. Г., Кузнецова К. И. 1971. Зональное расчленение стратотипического разреза волжского яруса по фораминиферам. — Вopr. микропалеонтол., вып. 14.
- Данин Л. Г., Кузнецова К. И. 1976. Фораминиферы стратотипа волжского яруса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 290.
- Иовчева П., Трифонова Е. 1960. Микрофауна на титон-валанжа от Северо-запада България. — Год. на Упр. за геол. проуч., 12.
- Крымголец Г. Я. 1964. О значении некоторых понятий в стратиграфии. В сб.: «Общие проблемы стратиграфии и био-стратиграфии палеогена Турция и Средней Азии». — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 102.
- Крымголец Г. Я. 1972. «Лона» — новый термин в стратиграфии. — Вестн. Ленингр. ун-та, № 18.
- Кузнецова К. И. 1969. Сопоставление кимериджского, волжского и португальского ярусов по фораминиферам (по материалам Англии и Русской платформы). — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Михайлов Н. П., Густомесов В. А. 1964. Бореальные поднеюрские головоногие. — Труды ГИН АН СССР, вып. 107.
- Михайлова-Иовчева П., Трифонова Е. 1967. Микрофаунистични данни за стратиграфията на горната юра, берниаса и валанжа в сондажи от Североизточна

- България.— Списание на Бълг. геол. дружество. год. 28, кн. 2.
- Пяткова Д. М. 1974. Фораминиферы киммериджского и волжского ярусов Днепровско-Донецкой впадины и их значение для стратиграфии. Автореф. канд. дисс., ИНГ АН УССР, Киев.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1955. Зоны фузулинид и их соотношение с другими стратиграфическими подразделениями.— Бюлл. МОИП, отд. геол. 30, вып. 4.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1967. О зонах единых и региональных стратиграфических шкал.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. 1968. Изменения состава белемнитов на границе юрского и мелового периодов и в арктической и бореально-атлантической зоогеографических областях. В кн.: Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 48.
- Сакс В. Н., Басов В. А., Месежников М. С., Ронкина З. З., Шульгина П. И. 1969. Стратиграфические выводы и сопоставления. В кн.: Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л., «Наука».
- Эгер Д. В. Принцип базальных маркирующих горизонтов. В сб.: Вопросы стратиграфии верхней юры (материалы международного симпозиума 1967 г.), ГИН АН СССР, М.
- Ager D. V. 1963. Jurassic Stages.— Nature, vol. 198, N 4885.
- Ager D. V. 1964. The British Mesozoic Committee.— Nature, vol. 203, N 4949.
- Arkell W. J. 1956. Jurassic Geology of the World. Edinburgh, London.
- Barthel K. W. 1971. Zur Jura Kreide Grenze.— Mem. Bur. rech. géol. et minières. № 75.
- Barthel K. W. 1971. Stratigraphie problems: reference sections, the Tithonian, and the Jurassic (Cretaceous boundary).— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh. N 9.
- Bielecka V., Styk O. 1968. Analiza zespołów mikrofauny Oksfordu i kimerydgu Polski nizowej w zależności od różnic facialnych.— Kwartalnik Geologiczny, № 2.
- Callomon J. H. 1964. Notes on the Callovian and Oxfordian Stages.— Compt. rend. mém. Colloque Jurassique Luxembourg, Inst. Grand-ducal. Sect. Sci. nat. phys. math., Luxembourg.
- Casey R. 1967. The Position of the Middle Volgian in the English Jurassic.— Proc. Geol. Soc. London, № 1640.
- Cope C. 1967. The Paleontology and Stratigraphy of the Lower Part of the Upper Kimmeridge Clay et Dorset.— Bull. Museum Nat. history, Geol., 15.
- Hölder H., Zeiss A. 1972. Zu der gegenwärtigen Diskussion über Prinzipien und Methoden der Stratigraphie.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh. № 7.
- Kutek J. 1962. Górny kimerydż i dolny wolg pn.-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świetokrzyskich.— Acta geol. polon. 12, N 4.
- Lloyd A. J. 1959. Arenaceous Foraminifera from the Type Kimmeridgian (Upper Jurassic).— Paleontology, 1.
- Lloyd A. J. 1962. Polymorphinid, miliolid and rotaliform foraminifera from the type Kimmeridgian.— Micropaleontology, 8, N 3.
- Zeiss A. 1967. Berechtigung und Gliederung der Tithon Stufe und ihre Stellung im Oberen Jura. II Colloque Jurassique, Luxembourg. Vorabdruck.
- Ziegler B. 1971. Grenzen der Biostratigraphie im Jura und Gedanken zur stratigraphischen Methodik.— Mem. Bur. rech. géol. et minières. № 75.

On criteria of detailed stratigraphy of late jurassic deposits according to benthonic foraminifers

K. I. Kuznetsova

The paper deals with possibilities of using the benthonic foraminifers for detailed stratigraphy of Late Jurassic deposits and correlation of these sediments in various paleozoogeographical provinces and areas.

Benthonic foraminifers can be successfully used not only for detailed regional stratigraphic schemes. A zonal scheme worked out on this basis can be associated with a universal stratigraphic scale.

Methods of approximation and correlation of regional stratigraphic schemes to a general scale are concerned: a method of long distance direct correlation for the agutories to a universal type of sedimentation and a method of comparison (tracing) of zones in intermediate (transitional) sections for the basins with a principally different character of sedimentation.

Н. И. МАСЛАКОВА

(Московский государственный университет им. В. М. Ломоносова)

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ВЕРХНЕГО МЕЛА ЮГА СССР ПО ГЛОБОТРУНКАНИДАМ И МЕТОДЫ ЕЕ РАЗРАБОТКИ

Глоботрунканиды, как и другие планктонные фораминиферы, имеют большое значение для биостратиграфических исследований. Быстрая эволюция их в течение мелового (в основном позднемелового) времени, широкое географическое распространение и обилие во многих морских осадочных образованиях позволяют микропалеонтологам различных стран использовать эту группу ископаемых для зонального расчленения и корреляции верхнемеловых отложений во многих частях мира как на континентах, так и в океанах.

В настоящее время зональные схемы верхнемеловых отложений имеются для ряда стран Центральной и Западной Европы (Borsetti, 1962; Hinte, 1963; Tokorjescu, 1963; Herb, 1965; Salaj, Samuel, 1966; Sandulescu, 1969; Moorkens, 1969; Sturm, 1969), Северной Африки (Dalbiez, 1955; Sigal, 1955; Lehmann, 1962, 1966; Beckmann и др., 1967; Salaj, 1969; Salaj, Maamouri, 1970; Barr, 1972), Северной и Центральной Америки (Bronnimann, Stradner, 1960; Pessagno, 1962, 1967, 1969; Douglas, 1969) и Тринидада (Bolli, 1957, 1959a, b, 1966). В последние годы появились данные о зональном расчленении верхнемеловых осадков, скрытых под водами современных морей и океанов. Такие работы проведены в Атлантике (Cita, Gartner, 1971), в Тихом океане (Крашенинников, 1971; Douglas, 1971) и в Карибском море (Premoli Silva, Bolli, 1973). Были сделаны также попытки создания общей зональной схемы, единой для тепловодных бассейнов (Bolli, 1966; Sigal, 1967; Bandy, 1967; Hinte, 1969, 1972). Однако ни одна из этих схем не получила всеобщего признания, так как наиболее детальные из них (Bolli, 1966; Hinte, 1972) нуждаются в дальнейшем уточнении. На территории СССР глоботрунканиды использовались для зонального расчленения Карпат (Дабагян, 1972), Керченского полуострова (Волощина, 1972), а также Дагестана, где привлекались и бентосные фораминиферы (Самышкина, 1968).

Несмотря на успехи, достигнутые в последние двадцать лет в разработке зональных схем верхнего мела, в настоящее время имеются значительные разногласия в наименовании зон, понимании их объема и датировке возраста. Они объясняются прежде всего различным пониманием видов и их объемов, сравнительно широким стратиграфическим распространением некоторых форм, используемых в качестве индекс-видов. Разногласия в интерпретации возраста некоторых зон связаны, по всей ве-

ростности, с недостаточно точной датировкой возраста отложений по другим палеонтологическим данным. Имеются также расхождения в понимании сущности зон и критериях их выделения.

Настоящая статья написана по результатам многолетних исследований автора в области стратиграфии и фораминифер верхнего мела Крыма, Кавказа и Советских Карпат. Широко распространенные в этих областях верхнемеловые отложения представлены как карбонатными породами (преимущественно мергели и известняки), содержащими обильные остатки различных групп ископаемых организмов, так и флишевыми образованиями, в которых присутствуют главным образом фораминиферы. Среди многочисленных и разнообразных остатков фораминифер в верхнемеловых отложениях большей части рассматриваемой территории преобладают в видовом и количественном отношении глоботрунканиды.

В Крыму и на Северном Кавказе образования верхнего мела сложены в основном мергелями и известняками, содержащими многочисленные раковины главным образом секретионных известковых фораминифер, а также остатки иноцерамов, аммонитов, белемнитов, морских ежей и других групп. Раковины глоботрунканид в них встречаются по всему разрезу и часто образуют массовые скопления. На Северо-Западном Кавказе верхнемеловые отложения представлены мощной толщей преимущественно карбонатного флиша, в котором основной группой ископаемой фауны являются фораминиферы (агглютинирующие и секретионные известковые). Остатки глоботрунканид в этих образованиях обнаруживаются по всему разрезу, но неравномерно и обычно в небольшом числе экземпляров.

В пределах Советских Карпат отложения верхнего мела характеризуются значительным фациальным разнообразием. Они участвуют в строении почти всех выделяемых здесь в настоящее время структурно-фациальных зон: Пьенинской, Мармарошской, Раховской, Буркутской, Дуклянской, Черногорской и Скибовой. Каждой из этих зон свойственны свои особенности строения верхнемелового разреза. По систематическому составу фораминифер, содержащихся в верхнемеловых отложениях различных структурно-фациальных зон, на рассматриваемой территории могут быть выделены три основных типа ископаемой фауны. Они связаны с различиями в условиях осадконакопления, обусловленных наличием во флишевом бассейне кордильер, разделявших этот бассейн на отдельные участки.

Первый тип фауны приурочен к мергелистым образованиям Пьенинской, Мармарошской и Раховской зон. Содержащиеся здесь в массовых количествах фораминиферы представлены в основном глоботрунканидами. Второй тип связан с наиболее распространенным в Карпатах терригенным флишем Буркутской, Дуклянской и Черногорской структурно-фациальных зон. Встречающиеся здесь фораминиферы относятся в основном к агглютинирующим формам. Виды с секретионной известковой раковиной, в том числе глоботрунканиды, обнаруживаются крайне редко и в виде единичных экземпляров. Третий тип ископаемой фауны фораминифер характерен для карбонатно-терригенного флиша Скибовой зоны. В нем наблюдается значительное разнообразие систематического состава фораминифер: встречаются виды как с агглюнированной, так и с секретинной известковой раковиной. Глоботрунканиды чаще всего обнаруживаются в карбонатном флише, но так же, как и на Северо-Западном Кавказе распространены по разрезу неравномерно и большей частью единично.

Все эти разнообразные в фациальном отношении образования верхнего мела Крыма, Кавказа и Карпат формировались в едином морском бассейне, имевшем широкую связь с соседними морями, принадлежавшими к Средиземноморской и Среднеевропейской палеозоогеографическим областям. Особенности распространения глоботрунканид в различных участках этого обширного бассейна были несколько различны вследствие разных биомических условий существования этой группы. Однако в целом

по глоботрунканидам представляется возможным дать общую схему зонального расчленения верхнемеловых отложений рассматриваемой территории, достаточно надежно увязываемую с подразделениями Международной шкалы. Предлагаемая нами зональная схема представляет самостоятельную биостратиграфическую шкалу, построенную на основе детального изучения глоботрунканид.

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА И ЕЕ ОБОСНОВАНИЕ

В процессе работы были исследованы 15 000 образцов из 106 естественных разрезов верхнего мела Горного Крыма, Северного и Северо-Западного Кавказа и Карпат (в пределах СССР), а также из 75 скважин Равнинного Крыма. Раковины глоботрунканид были встречены почти во всех изученных разрезах в более, чем 12 000 образцах. Одновременно с изучением стратиграфического распространения глоботрунканид автор занималась детальным исследованием морфологии, систематики и филогении этой группы, результаты которого были опубликованы в ряде статей (Маслакова, 1963, 1964, 1969, 1970, 1971 и др.). Глоботрунканиды рассматриваются нами в ранге семейства, но в отличие от других исследователей (Loeblich, Tarran, 1964; Pessagno, 1967, 1969; Субботина, 1973) принимаются в объеме четырех подсемейств: *Rotaliporinae*, *Rugoglobigerininae*, *Globotruncanellinae* и *Globotruncaninae* (Маслакова, 1964, 1971).

Краткая характеристика зональной схемы была дана в докладе на IX конгрессе Карпато-Балканской Геологической ассоциации в 1969 г. (Маслакова, 1974). В настоящей статье приводится несколько детализированный и исправленный вариант зональной схемы (табл. 1). В табл. 1 указаны виды, ограниченные в основном одной зоной или распространенные в ней и вышележащих отложениях. Вертикальное распространение различных видов глоботрунканид с указанием их местонахождений дается на табл. 2.

Понятие зоны в современной литературе трактуется по-разному. Наиболее обстоятельная сводка по этому вопросу в отечественной литературе дается в работе Д. М. Раузер-Черноусовой (1967). Зоны предлагаемой нами схемы относятся к категории биостратиграфических единиц типа оппелъзон. Под названием «зона» мы понимаем отложения, образовавшиеся за время существования комплекса глоботрунканид, представляющего этап эволюционного развития этой группы. Протяженность зоны межконтинентальная (почти глобальная), ограничивается широтным тепловодным поясом, в котором были наиболее благоприятные условия для развития рассматриваемой группы планктонных фораминифер.

В основу зонального расчленения верхнемеловых отложений рассматриваемой территории были положены особенности эволюционного развития и распространения глоботрунканид. Для послыстного изучения ископаемых остатков этой группы были выбраны наиболее полные и литологически более или менее однообразные карбонатные разрезы верхнего мела Крыма, Северного Кавказа и Пьенинской зоны Советских Карпат. Использовались также для этой цели отдельные части разрезов верхнемеловых отложений Мармарошской и Раховской зон Карпат, представленные мергелями с массовыми скоплениями раковин планктонных фораминифер. Проведенное исследование характера изменения глоботрунканид в большом числе разрезов позволило проследить развитие отдельных филогенетических ветвей, представленных рядом последовательных видов, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням (рис. 1, стр. 92).

Воссоздание филогенетических рядов основывалось не только на данных по морфологии взрослых форм, но главным образом на результатах изучения их онтогенеза. Онтогенетические исследования проводились как на целых раковинах, так и в ориентированных прозрачных шлифах

Таблица 1

Схема зонального расчленения верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Карпат (в пределах СССР) по глоботрунканидам

Ярус	Подъя- рус	Зона	Характерные виды глоботрунканид
Маастрихтский	Верхний	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> (Bolli), <i>Trinitella scotti</i> (Bronn.), <i>Rugoglobigerina macrocephala</i> Bronn., <i>R. hexacamerata</i> Bronn., <i>Globotruncana gagnebini</i> Tilev
	Нижний	<i>Globotruncanites stuarti</i>	<i>Globotruncanites stuarti</i> (Lapp.), <i>Globotruncana con- tusa</i> (Cushman), <i>Globotruncanella havanensis</i> (Voorw.)
Кампанский	Верхний	<i>Globotruncana morozovae</i>	<i>Globotruncana morozovae</i> Vass., <i>G. majzoni</i> Sacal et Debourle, <i>Rugoglobigerina rugosa</i> (Plumm.)
	Нижний	<i>Globotruncanites elevata</i>	<i>Globotruncanites elevata</i> (Brotz.), <i>G. stuartiformis</i> (Dalb.), <i>Globotruncana arca</i> (Cushman), <i>G. plummerae</i> Gand., <i>G. linneiana</i> (d'Orb.), <i>Rugoglobigerina kelleri</i> (Subb.)
Сантонский	Верхний	<i>Globotruncana fornicata</i>	<i>Globotruncana fornicata</i> (Plumm.), <i>G. arcaformis</i> Masl., <i>G. ventricosa</i> White, <i>G. rosetta</i> (Cars.)
	Нижний	<i>Globotruncana concavata</i>	<i>Globotruncana concavata</i> (Brotz.), <i>G. desioi</i> Gand., <i>G. bulloides</i> Vogl., <i>Rugoglobigerina ordinaria</i> (Subb.)
Коньякский	Верхний	<i>Globotruncana primitiva</i>	<i>Globotruncana primitiva</i> Dalb., <i>G. globigerinoides</i> (Ma- rie), <i>Praeglobotruncana klausii</i> Scheibn.
	Нижний	<i>Globotruncana angusticarinata</i>	<i>Globotruncana angusticarinata</i> Gand., <i>G. coronata</i> Bolli
Туронский	Верхний	<i>Globotruncana lapparenti</i>	<i>Globotruncana lapparenti</i> Brotz., <i>Praeglobotruncana inflata</i> (Bolli), <i>Rugoglobigerina kingi</i> Trujillo
	Нижний	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> (Bolli), <i>Globotruncana hagni</i> (Scheibn.), <i>G. sigali</i> Reich., <i>Praeglobotruncana imbricata</i> (Morn.), <i>P. oraviensis</i> Scheibn., <i>Hedbergella holzli</i> (Hagn et Zeil), <i>Globotruncanella inornata</i> (Bolli)
Сеноманский	Верхний	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Rotalipora cushmani</i> (Morrow)
		<i>Thalmaninella deecke</i>	<i>Thalmaninella deecke</i> (Franke), <i>Praeglobotruncana turbinata</i> (Reichel), <i>Hedbergella portsmouthensis</i> (W. Mitch.)
	Нижний	<i>Thalmaninella appenninica</i>	<i>Thalmaninella appenninica</i> (Renz), <i>Hedbergella cas- pia</i> (Vass.), <i>H. simplicissima</i> (Magne et Sigal)

(продольные сечения). Фотографии продольных сечений раковин различных представителей глоботрунканид приводятся нами в опубликованных ранее статьях (Маслакова, 1961, 1963), на которых достаточно хорошо прослеживается изменение таких признаков, как форма камер и характер периферического края раковин.

Изучение разных стадий развития раковины на целых экземплярах осуществлялось тремя способами. В первом из них использовался массовый материал, когда в одном образце имелись раковины одного вида на различных возрастных стадиях. Для исследования их составлялись ряды форм от молодых экземпляров до взрослых и проводилось фотогра-

фирование раковин в трех положениях. Второй способ сводился к изучению ряда признаков (очертание камер, характер септальных швов) на спиральной стороне взрослой раковины, на которой при хорошей сохранности видны все обороты и, следовательно, все стадии ее развития. Третий способ заключался в последовательном обламывании камер, позволяющем наблюдать изменение некоторых признаков (очертание камер, строе-ние устья и характер септальных швов) на пупочной стороне раковины.

Изучение онтогенеза давало возможность проследить характер изменений различных морфологических признаков в процессе роста раковины и выявить генетические связи между родами и видами (Маслакова, 1961, 1969). Так, например, исследование индивидуального развития раковин представителей родов *Thalmaninella* и *Rotalipora* позволило, вопреки представлениям ряда исследователей (Loeblich, Tappan, 1964; Bandy, 1967; Pessagno, 1967, 1969, и др.), рассматривать их самостоятельными таксонами, морфологически сходными, но непосредственно не связанными между собой генетически. Валидность рода *Globotruncanella* также доказывалась нами на основании онтогенетического метода исследования, хотя многие авторы считают его синонимом рода *Praeglobotruncana* из-за их внешнего морфологического сходства (Banner, Blow, 1959; Reiss, 1963 и др.) или даже помещают в синонимику рода *Globotruncana* (Loeblich, Tappan, 1964).

Проведенные онтогенетические исследования легли в основу установления генетических связей между следующими родами: *Hedbergella* — *Ticinella* — *Thalmaninella*; *Hedbergella* — *Praeglobotruncana* — *Rotalipora*; *Hedbergella* — *Helvetoglobotruncana*; *Hedbergella* — *Globotruncanella* — *Abathomphalus*. Наибольшее значение для зонального расчленения имело воссоздание филогенезов родов, позволивших выявить наиболее дробные этапы эволюции глоботрунканид, которым было свойственно развитие определенных видов. Филогенетические ряды наблюдались в развитии следующих родов: *Thalmaninella*, *Praeglobotruncana*, *Hedbergella*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Globotruncanella*, *Abathomphalus* и *Rugoglobigerina* (см. рис. 1). Все обладали эволюционной изменчивостью, широким географическим распространением и довольно отчетливо выраженными различиями морфологическими, позволяющими легко определять их представителей. В качестве примеров филогенетических рядов, обоснованных данными изучения онтогенеза, можно привести следующие:

1) *Thalmaninella ticinensis* (Gand.) — *T. appenninica* (Renz) — *T. greenhornensis* (Morrow) — *T. deecke* (Franke). Этот ряд развивался в направлении постепенного расширения пупочной области, увеличения выпуклости пупочной стороны и изменения формы камер от угловато-ромбовидной до угловато-конической.

2) Развитие рода *Praeglobotruncana* происходило в двух направлениях. Один филогенетический ряд составляли виды *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.) — *P. turbinata* (Reichel) — *P. oraviensis* Scheibn. Эволюция этого ряда шла по пути усиления выпуклости спиральной стороны раковины, увеличения числа камер в последнем обороте и изменения очертания их на спиральной стороне, а также увеличения размеров раковины. Ряд *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.) — *P. imbricata* (Mornod) — *P. inflata* (Bolli) развивался в направлении уплощения раковины с обеих сторон и приобретения угловато-усеченной формы камер за счет возникновения второго кия у *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod) и затем появления слабовыпуклой поверхности боковых сторон камер и ослабления килеватости у *Praeglobotruncana inflata* (Bolli).

3) Род *Globotruncanita* также развивался в двух направлениях. В основном филогенетическом ряду *Globotruncanita stuartiformis* (Dalb.) — *G. stuarti* (Lapp.) развитие шло по пути изменения характера септальных швов и очертания камер на спиральной стороне раковины, а также увеличения выпуклости ее пупочной стороны. Боковую ветвь составлял вид

Распространение глоботрунканид в верхнемеловых отложениях Крыма, Кавказа и Советских Карпат

Вид	Зона											Gt. stuarti	A. mayaroensis	Местонахождение			
	T. ticinensis	T. appenninica	T. deecke	R. cushmani	Ht. helvetica	G. lapparenti	G. angusticarinata	G. primitiva	G. concavata	G. fornicata	Gr. elevata			G. morozovae	Крым	Северный Кавказ	Северо-Западный Кавказ
<i>Thalmanninella ticinensis</i> Gand.														++	++	++	++
<i>Hedbergella infracretacea</i> (Glaessn.)														++	++	++	++
<i>Praeglobotruncana delrioensis</i> (Plumm.)														++	++	++	++
<i>Hedbergella planispira</i> (Tapp.)														++	++	++	++
<i>Thalmanninella appenninica</i> (Renz)														++	++	++	++
<i>Hedbergella caspia</i> (Vass.)														++	++	++	++
<i>Hedbergella simplicissima</i> (Magne et Sigal)														++	++	++	++
<i>Thalmanninella greenhornensis</i> (Morrow)														++	++	++	++
<i>Thalmanninella deecke</i> (Franke)														++	++	++	++
<i>Praeglobotruncana turbinata</i> (Reichel)														++	++	++	++
<i>Hedbergella portsdownensis</i> (W. Mitchel)														++	++	++	++
<i>Rotalipora cushmani</i> (Morrow)														++	++	++	++
<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> (Bolli)														++	++	++	++
<i>Globotruncana hagni</i> (Scheibn.)														++	++	++	++
<i>Praeglobotruncana oraviensis</i> Scheibn.														++	++	++	++
<i>Globotruncana sigali</i> Reichel														++	++	++	++
<i>Praeglobotruncana imbricata</i> (Mornod)														++	++	++	++
<i>Hedbergella holzli</i> (Hagn et Zeil)														++	++	++	++
<i>Hedbergella agalarovae</i> (Vass.)														++	++	++	++
<i>Globotruncanella inornata</i> (Bolli)														++	++	++	++
<i>Globotruncana schneegansi</i> Sigal														++	++	++	++
<i>Globotruncana renzi</i> Gand.														++	++	++	++
<i>Praeglobotruncana inflata</i> (Bolli)														++	++	++	++
<i>Globotruncana lapparenti</i> Brotz.														++	++	++	++
<i>Rugoglobigerina kingi</i> Trujillo														++	++	++	++
<i>Globotruncana coldreensis</i> Gand.														++	++	++	++
<i>Globotruncana angusticarinata</i> Gand.														++	++	++	++
<i>Globotruncana coronata</i> Bolli														++	++	++	++
<i>Globotruncana primitiva</i> Dalb.														++	++	++	++

The image displays 11 horizontal lines, each representing a data series. The lines are arranged vertically. The first line at the top contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The second line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The third line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The fourth line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The fifth line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The sixth line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The seventh line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The eighth line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The ninth line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The tenth line contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others. The eleventh line at the bottom contains a sequence of vertical tick marks, some of which are longer than others.

Globotruncanita elevata (Brotz.), произошедший от *G. stuartiformis* (Dalb.) Для этой ветви было характерно резкое увеличение выпуклости пупочной стороны раковины и приобретение угловато-конической формы камер. Можно было бы привести также филогенетические ряды, иллюстрирующие развитие родов *Globotruncanella*, *Abathomphalus*, *Rugoglobigerina* и *Globotruncana* (см. рис. 1).

Анализ развития родов показал большое разнообразие путей эволюции. Характер смены видов в филогенетических рядах также был различен. Он сводился к трем основным типам:

1) Замещение одних видов другими, как например, в ряду *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.) — *H. simplicissima* (Magne et Sigal) — *H. holzli* (Hagn et Zeil). Однако в этом случае предковый вид не угасал внезапно с появлением потомка, а продолжал существовать вместе с ним в течение незначительного отрезка времени.

2) Постепенное вытеснение исходных видов дочерними. В качестве примера этого типа может служить смена видов *Thalmaninella appenninica* (Renz) — *T. greenhornensis* (Morrow) — *T. deecke* (Franke), когда исходный вид развивался еще в течение какого-то времени вместе с дочерним.

3) Одновременное существование предковых и потомковых видов, как например, в ряду *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.) — *R. kelleri* (Subb.). Дочерний вид при этом способе отвечался от исходного так, что оба они затем существовали совместно.

При разработке зональной схемы учитывались также особенности эволюционного развития вида. В ряде разрезов удалось проследить становление морфологических признаков многих видов. Было установлено, что в эволюции их могут быть выделены те же стадии, что в развитии родов и более крупных таксонов: появления, становления, расцвета и угасания, характеризующиеся определенными качественными и количественными различиями. Стадия п о я в л е н и я вида характеризуется возникновением мелких единичных экземпляров вида с недостаточно четко выраженными и неустойчивыми видовыми признаками. Некоторые формы обладают переходными чертами от предкового вида к данному. Как правило, эта стадия очень короткая и у многих видов глоботрунканид улавливается в стратиграфическом разрезе с большим трудом. В стадию с т а н о в л е н и я вида ведущие морфологические признаки его бывают довольно четко выражены, но продолжают постепенно развиваться и изменяться во времени. Вид характеризуется широким расселением и резким увеличением числа особей, а также внутривидовой изменчивостью.

Стадии р а с ц в е т а вида свойственно наиболее широкое географическое распространение его и максимальное число экземпляров, а также четко развитые устойчивые морфологические признаки и наиболее крупные размеры раковины. Часто в эту стадию встречаются формы с аномальным развитием одной-двух, иногда трех последних камер. Эта стадия, по всей вероятности, была более продолжительной, чем время существования вида в стадию становления. В стадии у г а с а н и я вида наблюдается резкое сокращение числа особей до единичных экземпляров; часто встречаются нетипичные формы.

Изучение особенностей развития глоботрунканид и распространения их в большом числе разрезов верхнего мела Крыма, Кавказа и Советских Карпат показало последовательную смену одних комплексов видов другими. При этом последовательность их оказалась в целом такой же, как и в верхнемеловых отложениях некоторых стран Европы, Средиземноморья, бассейнов Атлантического и Тихого океанов. Достаточная выдержанность видового состава комплексов глоботрунканид, а также сходная последовательность их на огромной площади позволили нам выделять отложения, содержащие эти комплексы в качестве фаунистических зон.

Каждая зона, следовательно, характеризуется свойственным ей зональным комплексом видов. Большинство видов, входящих в этот комплекс,

являются отдельными звеньями различных филогенетических ветвей, в которых с той или иной степенью достоверности доказана генетическая связь между входящими в них видами (см. рис. 1). Характерный для каждой зоны комплекс глоботрунканид (зональный комплекс) включает следующие основные четыре группы видов: 1) виды, свойственные почти исключительно одной зоне; 2) виды, появляющиеся в данной зоне и распространенные в вышележащих отложениях; 3) виды, известные в данной зоне и нижележащих образованиях; 4) транзитные виды, распространение которых известно в данной и соседних зонах. Кроме того, некоторые виды зонального комплекса могут быть ограничены частью зоны.

Для установления границ зон значение имели первые три категории видов. При этом учитывались в основном две стадии развития видов: становления и расцвета, которые характеризовались широким географическим распространением и обилием особей, а также четко выраженными морфологическими признаками.

В настоящее время в верхнемеловых отложениях рассматриваемой территории могут быть выделены 13 зон (см. табл. 1). Поскольку рассматриваемая территория включает несколько крупных регионов, характеризующихся различными фациальными условиями, систематический состав глоботрунканид в пределах зоны изменяется в зависимости от литологического состава пород, слагающих зону. Наиболее полный систематический состав зонального комплекса приурочен к карбонатным разрезам Советских Карпат, которые в отличие от разрезов Крыма и Северного Кавказа характеризуются обилием особей каждого вида. Ниже дается характеристика глоботрунканидового состава выделенных зон, в которой приводится обобщенный зональный комплекс.

Зона *Thalmaninella appenninica* характеризуется обилием *Thalmaninella appenninica* (Renz), *Hedbergella caspia* (Vass.), *H. simplicissima* (Magne et Sigal), а также постоянным присутствием *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.) и *Hedbergella planispira* (Tappan), распространенных как в подстилающей, так и в покрывающей зонах.

Зона *Thalmaninella deecke* определяется распространением в ней *Thalmaninella deecke* (Franke), *Hedbergella portdownensis* (W. Mitchel), *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel). Присутствуют в ней также *Thalmaninella greenhornensis* (Morrow) и *T. appenninica* (Renz). Типичны для этой зоны и *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal), *H. planispira* (Tappan), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.), известные и в нижележащей зоне.

Зона *Rotalipora cushmani* выделяется по появлению многочисленных особей *Rotalipora cushmani* (Morrow), вместе с которыми встречаются *Thalmaninella deecke* (Franke), *Hedbergella portdownensis* (W. Mitchel), *H. simplicissima* (Magne et Sigal), *H. planispira* (Tappan), *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel).

Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* определяется обилием раковин *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana hagni* (Scheibn.), *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibn. Кроме перечисленных видов, распространение которых ограничено рассматриваемой зоной, здесь появляются *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Globotruncana sigali* Reichel, *G. schneegansi* Sigal, *Hedbergella agalarovae* (Vass.), *H. holzli* (Hagn et Zeil), *Globotruncanella inornata* (Bolli), имеющие более широкое вертикальное распространение.

Зона *Globotruncana lapparenti* устанавливается по массовому появлению *Globotruncana lapparenti* Brotz. и распространению вида *Praeglobotruncana inflata* (Bolli), ограниченного в основном рассматриваемой зоной. Присутствуют здесь также *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Globotruncana schneegansi* Sigal, *G. sigali* Reichel, *Hedbergella agalarovae* (Vass.), *H. holzli* (Hagn et Zeil), *Globotruncanella inornata* (Bolli), характеризующиеся более широким вертикальным распространением.

Кроме того, в этой зоне появляются *Globotruncana coldrieriensis* Gand., *G. renzi* Gand. и *Rugoglobigerina kingi* Trujillo.

Зона *Globotruncana angusticarinata* характеризуется присутствием *Globotruncana angusticarinata* Gand., *G. coronata* Bolli, *G. lapparenti* Brotz., *G. coldrieriensis* Gand., *G. renzi* Gand., *G. schneegansi* Sigal, *Hedbergella holzli* (Hagn et Zeil), *H. agalarovae* (Vass.), *Globotruncanella inornata* (Bolli), *Rugoglobigerina kingi* Trujillo. Перечисленные виды, кроме первых двух, распространены и за пределами рассматриваемой зоны. Виды *Globotruncana angusticarinata* Gand. и *G. coronata* Bolli появляются с основания зоны и распространены в более молодых отложениях.

Зона *Globotruncana primitiva* устанавливается по распространению в ней *Globotruncana primitiva* Dalb. и *Praeglobotruncana klausii* Scheibn. Кроме этих форм, здесь обнаруживаются первые представители вида *Globotruncana globigerinoides* (Marie), основное распространение которого приходится на более молодые отложения. Присутствуют в этой зоне *Globotruncana renzi* Gand., *G. coldrieriensis* Gand., *G. schneegansi* Sigal, *Hedbergella holzli* (Hagn et Zeil), *H. agalarovae* (Vass.) и *Rugoglobigerina kingi* Trujillo, ограниченные в своем распространении кровлей рассматриваемой зоны. Встречаются здесь также *Globotruncana angusticarinata* Gand., *G. coronata* Bolli, *G. lapparenti* Brotz., которые известны как в ниже-, так и вышележащих отложениях.

Зона *Globotruncana concavata* определяется присутствием в ней *Globotruncana concavata* Brotz., *G. coronata* Bolli, *G. desioi* Gand., *G. globigerinoides* (Marie), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.). В нижних горизонтах зоны встречаются также *Globotruncana angusticarinata* Gand. и *G. lapparenti* Brotz.

Зона *Globotruncana fornicata* выделяется по распространению в ней *Globotruncana fornicata* Plumm., *G. arcaformis* Masl., *G. bulloides* Vogler, *G. ventricosa* White. Отдельные раковины последних двух видов обнаруживаются иногда в кровле нижележащей зоны. Кроме перечисленных форм, в рассматриваемой зоне появляются первые представители *Globotruncana rosetta* (Carsey) и *Globotruncanella stuartiformis* (Dalb.), основное распространение которых приходится на более молодые отложения. Продолжают встречаться здесь *Globotruncana concavata* Brotz. и *Globotruncanella inornata* Bolli. Постоянно присутствуют в этой зоне *Globotruncana desioi* Gand., *G. globigerinoides* (Marie), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.), распространение которых выходит за ее пределы.

Зона *Globotruncanella elevata* характеризуется резким изменением видового состава глоботрунканид. Наибольшее распространение в ней приобретают *Globotruncanella elevata* (Brotz.), *Globotruncana arca* (Cushm.), *G. linneiana* (d'Orb.) и *Rugoglobigerina kelleri* (Subb.). Кроме того, здесь появляются *Globotruncana rugosa* (Marie), *G. plummerae* Gand., *G. mariei* Banner et Blow, *Globotruncanella coarctata* (Bolli) и обычно присутствуют *Globotruncana ventricosa* White, *G. fornicata* Plumm., *G. globigerinoides* (Marie), *G. bulloides* Vogler, *G. rosetta* (Carsey), *G. desioi* Gand., *Globotruncanella stuartiformis* (Dalb.), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.).

Зона *Globotruncana morozovae* выделяется по обилию *Globotruncana morozovae* Vass., появлению *Globotruncana majzoni* Sacal et Debour., *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *Rugotruncana ellisi* Bronn. et Brown. Немногочисленные раковины вида-индекса появляются в верхних горизонтах подстилающей зоны. Постоянно присутствуют в этой зоне *Globotruncanella stuartiformis* (Dalb.), *G. elevata* (Brotz.), *Globotruncanella coarctata* (Bolli), *Globotruncana rosetta* (Cars.), *G. fornicata* Plumm., *G. rugosa* (Marie), *G. bulloides* Vogler, *G. aspera* Hofk., *G. linneiana* (d'Orb.), *G. plummerae* Gand., *G. mariei* Banner et Blow, *G. arca* (Cushm.), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.), *R. kelleri* (Subb.).

Зона *Globotruncanella stuarti* определяется по распространению в ней *Globotruncanella stuarti* (Lapp.), *Globotruncana contusa*

(Cushman.), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Rugoglobigerina pennnyi* Bronn. Продолжают встречаться здесь *Globotruncana arca* (Cushman.), *G. lineana* (d'Orb.), *G. majzoni* Sacal et Debour., *G. plummerae* Gand., *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *R. ordinaria* (Subb.), *R. kelleri* (Subb.), *Rugotruncana ellisi* Bronn. et Brown. В верхней части зоны появляется *Rugotruncana gansseri* (Bolli).

Зона *Abathomphalus mayaroensis* устанавливается по присутствию в ней *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), *Globotruncana gagnebini* Tilev, *G. patelliformis* Gand., *Rugoglobigerina macrocephala* Bronn., *R. hexacamerata* Bronn., *Trinitella scotti* Bronn., основное распространение которых ограничивается рассматриваемой зоной. Кроме того, в этой зоне бывают обильно представлены *Globotruncanella stuarti* (Lapp.), *Globotruncana contusa* (Cushman.), встречаются также *Globotruncana arca* (Cushman.), *G. samuriensis* Masl., *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *R. ordinaria* (Subb.), *R. kelleri* (Subb.), *Rugotruncana ellisi* Bronn. et Brown. На верхней границе зоны исчезают все представители глоботрунканид. Внезапное вымирание их в конце мелового периода было связано, по всей вероятности, с резкими изменениями физико-географических условий, происходившими в планетарном масштабе.

НАИМЕНОВАНИЕ ЗОН

Для наименования зон в качестве видов-индексов использовался один вид из состава зонального комплекса. В одних случаях принималось название вида, основное распространение которого, соответствующее стадиям становления и расцвета его, ограничивалось данной зоной. К числу таких зон относятся *Thalmaninella appenninica*, *Rotalipora cushmani*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Globotruncana primitiva*, *Globotruncana morozovae*, *Abathomphalus mayaroensis*. Название большинства других зон давалось по виду, распространенному в данной зоне и известному в вышележащих отложениях. По таким видам получили наименование зоны *Thalmaninella deeckeii*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana angusticarinata*, *Globotruncana concavata*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncanella elevata*, *Globotruncanella stuarti*.

При выборе индекс-видов предпочтение отдавалось видам, которые представляли последовательные ступени в филогенетических рядах, имели широкое (почти глобальное) распространение и обладали четко выраженными морфологическими признаками, позволяющими сравнительно легко и однозначно определять их. Поскольку в настоящее время имеются зональные схемы для многих регионов Земного шара, то учитывались известные в литературе наименования одновозрастных зон. Однако принцип приоритета не всегда было возможно выдержать в отношении объема зон, который для большинства из них претерпевал изменения по мере разработки зональных схем последующими исследователями.

Так, например, зона *Globotruncanella elevata* впервые была выделена (под родовым названием *Globotruncana*) в Тунисе (Dalbiez, 1955) в объеме, соответствующем двум зонам в современном понимании. В принимаемом нами объеме эта зона была установлена позднее сначала в Австрии (Sturm, 1969), затем в северо-западной части Атлантического океана (Cita, Gartner, 1971), в Карибском море (Premoli Silva, Bolli, 1973) и предложена И. Хинте в качестве зоны для всего тепловодного пояса (Hinte, 1972). Вторым примером того же типа является зона *Globotruncana angusticarinata*, которая первоначально была установлена в Карпатах, в Чехословакии (Salaj, Samuel, 1966), затем в Тунисе (Salaj, 1969) также в большем объеме, чем принимается в настоящей статье. В соответствии с принципом приоритета (как в отношении видового названия, так и объема) выделяют нами такие зоны, как *Globotruncana concavata*, *Globotruncana forni-*

cata и *Abathomphalus mayaroensis*, установленные впервые Г. Болли на острове Тринидаде (Bolli, 1957, 1959a, b).

Наименования зон *Globotruncana primitiva* и *Globotruncana morozovae* предлагаются нами впервые. Глоботрунканиды этих зон ранее были недостаточно изучены. Поэтому зона *Globotruncana primitiva* не выделялась как самостоятельная, а включалась в состав зоны различного наименования: *Globotruncana schneegansi* (Dalbiez, 1955; Herb, 1965; Bolli, 1966; Sturm, 1969), *Globotruncana angusticarinata* (Salaj, Samuel, 1966; Salaj, 1969), *Globotruncana renzi* (Bolli, 1966; Pessagno, 1967, 1969), *Globotruncana cachensis* (Douglas, 1969). Примерные аналоги зоны *Globotruncana morozovae* выделялись ранее под разными названиями: *Globotruncana rugosa* (Salaj, Samuel, 1966), *Globotruncana ventricosa* (Sturm, 1969) и даже *Globotruncana calcarata* (Bolli, 1966; Cita, Gartner, 1971; Premoli Silva, Bolli, 1973). Однако ни одно из этих наименований, кроме последнего, не удовлетворяет приведенным выше требованиям к индекс-видам.

Вид *Globotruncana calcarata* Cushman не обнаружен в пределах исследованной территории и потому точное стратиграфическое распространение его нам не известно. Кроме того, по некоторым литературным данным, этот вид имеет очень узкий интервал распространения (Sturm, 1969; Salaj, 1969; Hinte, 1972), отвечающий скорее всего самой верхней части выделяемой нами зоны *Globotruncana morozovae*. По всей вероятности, этот вид является характерным для более южных широт тепловодного пояса, чем рассматриваемая территория. Следует отметить, что вид *Globotruncana morozovae* Vass., по нашему мнению, присутствует в стратотипическом разрезе кампанского яруса, откуда указывается под названием *Globotruncana fornicata* Plumm. (Hinte, 1965).

ВОЗРАСТ ЗОН

Непосредственная корреляция выделенных зон со стратотипическими разрезами ярусов верхнего мела Западной Европы встречается в настоящее время значительные трудности вследствие сравнительной бедности этих образований остатками глоботрунканид и недостаточной изученности их. Кроме того, имеются проблемы, касающиеся определения объемов стратотипов ярусов верхнего мела (Dalbiez, 1959), которые принадлежат к краевым частям бассейна и потому характеризуются неполнотой разреза. Так, например, стратотипы сеноманского, туронского, кампанского и маастрихтского ярусов составляют лишь часть того стратиграфического интервала, который отводится этим ярусам в современной литературе (Hinte, 1972). Отсутствие до сих пор ясности в понимании объемов ярусов связано в значительной мере с выделением их в разных районах Европы различными исследователями. Так, сеноманский и туронский ярусы были установлены А. д' Орбиньи (Orbigny, d' 1842, 1847) на юго-западном крыле Парижской котловины в бассейне р. Луары. Коньякский, сантонский и кампанский ярусы выделены А. Коконом (Coquand, 1857) на севере Аквитанской впадины в нижнем течении р. Гароны. Маастрихтский ярус установлен А. Дюмоном (Dumont, 1849) по разрезам долины р. Маас в Голландии.

В настоящее время имеются данные о планктонных фораминиферах из стратотипов сеноманского яруса (Marks, 1967), турона (Butt, 1966), кампана (Hinte, 1965) и маастрихта (Hofker, 1956, 1962, 1966), в которых даются описания и изображения встреченных форм. Известны также списки глоботрунканид из стратотипических разрезов сантона и кампана (Seronie-Vivien, 1972). Стратотип сеноманского яруса находится в окрестностях города Ле-ман департамента Сарта. Однако большинство горных выработок, вскрывавших отложения, послужившие А. д' Орбиньи (Orbigny, d' 1842, 1847) типом яруса, в настоящее время не существует (Marks, 1967). Изученные П. Марксом глоботрунканиды происходят из разреза

Телины, расположенного в районе стратотипа сеноманского яруса и предложенного им в качестве неотипа. Фораминиферы обнаружены в средней части этого разреза (из слоя «мел Телины»), которая относится к среднему сеноману при трехчленном делении яруса (к аммонитовой зоне *Acanthoceras rothomagensis*). Из этого слоя описаны *Rotalipora cushmani* (Morrow) и *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), которые позволяют сопоставлять с ним зону *Rotalipora cushmani*.

• Туронский ярус был выделен А. д'Орбиньи (Orbigny, d' 1842, 1847) по разрезам в долине р. Шер, восточнее города Тур. А. д'Орбиньи не указал конкретно разреза, который мог бы служить типовым для туронского яруса. А. Бат (Butt, 1966) приводит планктонные фораминиферы из стратотипического разреза туронского яруса, как он был определен Г. Леконтре (Lecointre, 1959). Глоботрунканиды были обнаружены лишь в нижней части стратотипа. Встреченные виды оказались очень плохой сохранности. По определению автора, они представлены тремя видами: *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Praeglobotruncana* cf. *hagni* Scheibn., *P. stephani* (Gand). Судя по приведенным в работе изображениям раковин, видовое определение большинства из них вызывает сомнение. Так, к *Hedbergella delrioensis* (Carsey) отнесены, по нашему мнению, три разных вида и не один из них не отвечает диагнозу *H. delrioensis* (Carsey). Под названием *Praeglobotruncana stephani* (Gand.) приводятся, на наш взгляд, раковины *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel) или *P. oraviensis* Scheibn. Из форм, отождествленных автором с *Praeglobotruncana hagni* Scheibn., только одну раковину, изображенную им на фигуре 1, можно отнести к этому виду. Систематическая принадлежность других форм из-за их очень плохой сохранности остается неясной.

Однако, несмотря на скудные палеонтологические данные, присутствие в нижней части стратотипического разреза туронского яруса вида *Globotruncana hagni* (Scheibn.) позволяет рассматривать эту часть разреза аналогом зоны *Helvetoglobotruncana helvetica*. Тогда верхняя часть разреза стратотипа, не характеризованная планктонными фораминиферами, могла бы соответствовать зоне *Globotruncana lapparenti*.

Из стратотипического разреза кампанского яруса, расположенного между старым замком Аубетерре и рекой Дрона в Шаранте (Юго-Западная Франция), планктонные фораминиферы описаны И. Хинте (Hinte, 1965). Редкие раковины глоботрунканид были встречены им в нижней половине разреза и, по определению автора, относятся к следующим семи видам глоботрункан: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. cretacea* (d'Orb.), *G. fornicata* Plumm., *G. linneiana* (d'Orb.), *G. marginata* (Reuss.), *G. cf. plummerae* Gand, *G. tricarinata* (Quereau). Анализируя видовой состав фораминифер, И. Хинте делает вывод о принадлежности изученной части стратотипического разреза к верхней части зоны *Globotruncana stuartiformis* его зональной схемы, составленной по литературным данным (Hinte, 1965). В этой схеме зона *Globotruncana stuartiformis* помещается им в основание кампанского яруса.

Однако не со всеми видовыми определениями автора можно согласиться. Так, две раковины, изображенные в работе И. Хинте как *Globotruncana fornicata* Plumm. (табл. I, фиг. 1; табл. II, фиг. 2), следует относить, по нашему мнению, к виду *Globotruncana morozovae* Vass. Определение видов *Globotruncana marginata* (Reuss) и *G. linneiana* (d'Orb.), также нуждается в уточнении. Приведенный комплекс глоботрункан может быть сопоставлен скорее всего с ассоциацией зоны *Globotruncana morozovae*.

Стратотип маастрихта представляет верхнюю часть яруса в современном понимании. Сведения о планктонных фораминиферах этого разреза, расположенного в окрестностях г. Маастрихта в Голландии, имеются в ряде работ Ж. Хофкера (Hofker, 1956, 1962, 1966 и др.). Породы содержат редкие и мелкие раковины планктонных форм. К сожалению,

изображения их даются автором весьма схематично и, по всей вероятности, во многих случаях очень субъективно. В монографии этого автора (Hofker, 1966), где приводятся наиболее полные данные о фораминиферах стратотипического разреза маастрихта, указываются около 20 видов спирально-конических планктонных форм. По определению Хофкера, они относятся к трем родам: *Globotruncana*, *Globigerina* и *Globorotalia*. Однако с родовым и видовым определением большинства видов нельзя согласиться, не говоря уже о стратиграфических выводах этого автора относительно датского возраста стратотипического разреза маастрихтского яруса. Многие из «палеогеновых глобигерин» являются, по нашему мнению, истинными поздне меловыми ругоглобигеринами, другие — приняты за планктон по ошибке и являются типичным бентосом. Неправильно определен также вид *Globotruncana arca* (Cushman.).

К сожалению, проделанная Хофкером большая и весьма важная работа по изучению фораминифер стратотипического разреза маастрихтского яруса не принесла желаемого результата. Поэтому, если не все, то по крайней мере планктонные фораминиферы нуждаются в переизучении. На неверное определение Хофкером маастрихтских ругоглобигерин датскими видами глобигерин указывал также Т. Муркенс (Moorkens, 1971). Последний автор изучал планктонные фораминиферы маастрихтского яруса из скважины, расположенной в 20 км от стратотипа, в Бельгии. Из верхней части разреза «туфового мела маастрихта» Муркенсом приводятся очень мелкие раковины глоботрунканид, изображенные им с помощью электронного сканирующего микроскопа. Автором указываются следующие виды: *Rugoglobigerina macrocephala* Bronn., *Rugoglobigerina* cf. *reicheli* Bronn., *Trinitella* cf. *scotti* Bronn., *Plummerita* (?) sp. и, по представлению автора, ювенильные формы четырех видов глоботрункан. Несомненное сходство эта ассоциация фораминифер имеет с комплексом глоботрунканид зоны *Abathomphalus mayaroensis*.

Помимо перечисленных данных, М. Серони-Вивьен (Seroni-Vivien, 1972) указывает глоботрункан из стратотипического разреза сантонского яруса, который находится в основании горы Большая Шампань в долине р. Дрона в Шаранте. Автор приводит для сантонского яруса в целом следующий список видов: *Globotruncana* cf. *angusticarinata* Gand., *G. bulloides* Vogler, *G. fornicata* Plumm., *G. lapparenti* Brotz., *G. cf. linnei* (d'Orb.), *G. aff. semsalensis* Corm., *G. tricarinata* (Quereau). Этот комплекс глоботрункан может быть сопоставлен с двумя зонами предлагаемой нами схемы: *Globotruncana concavata* и *Globotruncana fornicata*. Имеются также в этой работе списки глоботрунканид из стратотипа кампанского яруса. Но они представляют значительно меньший интерес по сравнению с приведенными выше данными Хинте, так как не сопровождаются изображениями встреченных форм. Из основания разреза автором приводятся *Globotruncana arca* (Cushman.), *G. fornicata* Plumm., *G. tricarinata* (Quereau); из средней части — *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. fornicata* Plumm., *G. linneiana* (d'Orb.), *G. lapparenti* Brotz.; из верхней части разреза, помимо перечисленных форм, указываются *Globotruncana conica* White, *G. elevata* Brotz., *G. stuartiformis* Dalb., «*Globigerina*» sp.

Изложенные выше сведения по стратотипам ярусов верхнего мела не дают полного представления о характере распространения глоботрунканид в типовых разрезах, так как относятся большей частью лишь к отдельным частям их. В результате значительная часть стратотипических разрезов остается не охарактеризованной планктонными фораминиферами, а следовательно, и стратиграфическая привязка к этим интервалам разреза вызывает большие затруднения. Следует отметить также отсутствие необходимой увязки данных по планктонным фораминиферам и другим группам ископаемой фауны. Поэтому возраст глоботрунканидовых зон устанавливался нами главным образом путем сопоставления границ их с распространением в верхнемеловых отложениях Крыма и

Таблица 3

Сопоставление схем расчленения верхнемеловых отложений Кавказа, Крыма и Карпат (в пределах СССР) по глоботрунканидам, моллюскам и иглокожим

Ярус	Подъярус	Слои и зоны по моллюскам и иглокожим		Зоны по глоботрунканидам
		Крым	Северный Кавказ	Крым, Кавказ, Карпаты
Маастрихтский	Верхний	Pachydiscus neubergicus		Abathomphalus mayaroensis
	Нижний	Acanthoscaphites tri- dens — Belemnella lan- ceolata	Ornithaster alaplensis	Globotruncanites stuarti
Кампанский	Верхний	Belemnites langei Belemnites mucronata senior	Pseudofaster caucasicus	Globotruncana morozovae
	Нижний	Hauericeras pseudogardneri Micraster schroederi		Globotruncanites elevata
Сантопский	Верхний	Marsupites testudinarius		Globotruncana fornicata
	Нижний	Inoceramus cardissoides		Globotruncana concavata
Коньякский	Верхний	Inoceramus involutus		Globotruncana primitiva
	Нижний	Inoceramus wandereri		Globotruncana angusticarinata
Туронский	Верхний	Inoceramus lamarcki		Globotruncana lapparenti
	Нижний	Inoceramus labiatus		Helvetoglobotruncana helvetica
Сеноманский	Верхний	Scaphites aequalis	Holaster subglobosus	Rotalipora cushmani
				Thalmaninella deekiei
	Нижний	Mantelliceras mantelli		Thalmaninella appenninica

Северного Кавказа аммонитов, белемнитов, иноцерамов, морских ежей и некоторых других групп (в том числе бентосных фораминифер), общих с ископаемой фауной верхнего мела как стратотипических, так и близко расположенных более полных разрезов Западной Европы, принадлежащих к той же Среднеевропейской палеозоогеографической области, что Крым и Северный Кавказ.

Современные представления об объемах и границах ярусов верхнего мела в стратотипических разрезах Западной Европы изложены в Международном стратиграфическом словаре (Sornay, 1957), а также в трудах Дижонского коллоквиума (Dalbiez, 1959; Lecoindre, 1959; Sigal et coll., 1959).

Определение границ ярусов верхнего мела Крыма и Северного Кавказа приводится в «Атласе верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма» (1959), где используются данные распространения моллюсков, морских ежей и мелких фораминифер, полученные в процессе работы ряда авторов по составлению этого атласа. Сбор остатков различных групп ископаемой фауны производился нами и другими исследователями (Д. П. Найдиным, М. М. Москвиным, М. М. Павловой) одновременно с отбором образцов для микропалеонтологического анализа с целью сопоставления и увязки данных по стратиграфическому распространению этих групп. Изучение аммонитов и белемнитов было проведено Д. П. Найдиным, наutilus — В. Н. Шиманским, иноцерамов — С. А. Добровым и М. М. Павловой, морских ежей — Н. А. Пославской и М. М. Москвиным, брахиопод — К. А. Астафьевой, фораминифер — Н. И. Маслаковой.

В настоящее время для верхнемеловых отложений Крыма и Северного Кавказа может быть составлена единая схема биостратиграфического расчленения, основанная на распространении в них моллюсков и иглокожих. Эта схема составлена по материалам «Атласа ...» (1959) с некоторыми изменениями, обусловленными полученными в последние годы новыми данными и согласованными (в устной форме) с Д. П. Найдиным (по Крыму) и М. М. Москвиным (по Северному Кавказу). Соотношение с ней предлагаемой зональной схемы по глоботрунканидам приводятся на табл. 3.

Сопоставление этих схем показывает близкое совпадение границ большей части биостратиграфических подразделений. Однако соотношение нижних границ — таких зон, как *Globotruncana fornicata* и *Marsupites testudinarius*, а также зон *Globotruncana morozovae*, *Belemnitella mucronata senior* (в Крыму) и *Pseudofaster caucasicus* (на Северном Кавказе) недостаточно ясно и требует дополнительных исследований.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СХЕМ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ГЛОБОТРУНКАНИДАМ

Зональные схемы верхнемеловых отложений, основанные на данных распространения в них глоботрунканид, известны в настоящее время для разных участков земного шара, расположенных в пределах широтного пояса от 10 до 45—50° северной широты (табл. 4).

К югу от экватора глоботрунканиды сравнительно слабо изучены. Анализ этих зональных схем показывает, что несмотря на существующие разногласия в наименовании зон и понимании их объемов, наблюдается большое число общих видов и сходная последовательность в смене комплексов глоботрунканид. Все это свидетельствует о том, что на современной стадии изученности рассматриваемой группы возможна достаточно точная корреляция многих биостратиграфических границ в пределах обширной площади и создание в будущем зональной схемы, единой для всего тепловодного пояса.

Нижняя граница верхнего мела всюду характеризуется обновлением состава глоботрунканид на видовом уровне (главным образом за счет

Таблица 4

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ СХЕМ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ОСНОВАННЫХ НА ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕРАХ

Ярус	Подъярус	Е В Р О П А					СЕВЕРНАЯ АФРИКА		БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА				БАССЕЙН ТИХОГО ОКЕАНА		ЕДИННЫЕ СХЕМЫ		
		ЮГ СССР ИТАЛИЯ <i>Borsetti, 1962</i>	ШВЕЙЦАРИЯ <i>Herb, 1965</i>	ЧЕХОСЛОВАКИЯ <i>Sabaj, Samuel, 1966</i>	РУМЫНИЯ <i>Sandulescu, 1969</i>	АВСТРИЯ <i>Sturm, 1969</i>	ТУНИС <i>Dalbierz, 1955</i> <i>Sabaj, 1969; Sabaj, Mammour, 1970</i>	ЛИВИЯ <i>Barr, 1972</i>	ТРИНИДАД <i>Bolli, 1966</i>	КАРИБСКОЕ МОРЕ <i>Premoli Silva, Bolli, 1973</i>	США, ПОБЕРЕЖЬЕ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА <i>Pessagno, 1967, 1969</i>	СЗ АТЛАНТИКИ <i>Cita, Gartner, 1971</i>	СЕВ. КАЛИФОРНИЯ <i>Douglas, 1969</i>	СЗ ТИХОГО ОКЕАНА <i>Douglas, 1971</i>	<i>Bolli, 1966</i>	<i>Hinte, 1972</i>	
Маастрихтский	верхний	<i>A. mayaroensis</i>		<i>Re. varians</i>	Маастрихт <i>A. mayaroensis</i>	<i>A. mayaroensis</i>	<i>G. contusa</i>	<i>Re. varians</i>	<i>A. mayaroensis</i>	<i>A. mayaroensis</i>	<i>A. mayaroensis</i>	<i>G. contusa</i> <i>G. stuarti</i> <i>formis</i>	<i>A. mayaroensis</i>		<i>A. mayaroensis</i>	<i>A. mayaroensis</i>	<i>A. mayaroensis</i>
	нижний	<i>Gt. stuarti</i>	<i>G. contusa</i>	<i>G. falsostuarti</i>	<i>G. stuarti</i>	<i>G. stuarti</i>	<i>G. arca</i>	<i>G. falsostuarti</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. contusa</i> <i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	Нет керна	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. contusa</i> <i>G. gansseri</i>	
	верхний	<i>G. morozovae</i>	<i>G. majzoni</i> <i>G. calciformis</i>	<i>G. elevata</i> <i>stuartiformis</i>	<i>G. rugosa</i>	<i>G. stuartiformis</i>	<i>G. calcarata</i> <i>G. ventricosa</i>	<i>G. arca</i> <i>G. calcarata</i> <i>G. subspinoso</i> <i>G. rugosa</i>	<i>G. calcarata</i>	<i>G. fornica</i> <i>G. stuarti</i> <i>formis</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. calcarata</i>	<i>G. churchi</i>	<i>G. calcarata</i>	<i>G. calcarata</i>	<i>G. calcarata</i> <i>G. subspinoso</i> <i>G. stuartiformis</i>	
	нижний	<i>Gt. elevata</i>	<i>G. fornicata</i>	<i>G. elevata</i> <i>elevata</i>	<i>G. arca</i>	<i>G. elevata</i> <i>elevata</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. arca</i> <i>arca</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. stuarti</i> <i>Gt. stuartiformis</i>	<i>G. elevata</i>	<i>Ar. blowi</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. arca</i> <i>G. stuarti</i> <i>formis</i>	<i>G. stuarti</i> s.l. <i>Gt. stuartiformis</i>	<i>G. elevata</i>	
Сantonский	верхний	<i>G. fornicata</i>		<i>G. concavata</i> <i>concavata</i>	Сanton <i>G. concavata</i>	<i>G. concavata</i>	<i>G. ventricosa</i> <i>(= G. concavata)</i>	<i>G. fornicata monaurensis</i> <i>G. decoratissima</i> <i>G. concavata carinata</i>	<i>G. concavata</i> <i>concavata</i>	<i>G. fornicata</i>	Сanton <i>G. concavata</i> <i>carinata</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. fornicata</i>	Не вскрыты	<i>G. coronata</i>	<i>G. fornicata</i>	<i>G. concavata</i>
	нижний	<i>G. concavata</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. concavata</i> <i>cyrenaica</i>	<i>G. concavata</i>	<i>G. concavata</i> <i>concavata</i>	<i>G. concavata</i>	<i>G. concavata</i>	<i>G. concavata</i>	<i>G. concavata</i>	<i>G. concavata</i>	
Коньякский	верхний	<i>G. primitiva</i>	<i>G. lapparenti</i> <i>tricarinata</i>	<i>G. schneegansi</i>	Коньяк <i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. sigali</i>	<i>G. renzi</i>	Коньяк <i>G. schneegansi</i>	<i>M. renzi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>
	нижний	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>G. angusticarinata</i>
Туронский	верхний	<i>G. lapparenti</i>	<i>G. lapparenti</i> <i>lapparenti</i>	<i>G. schneegansi</i>	Турон <i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>	<i>G. schneegansi</i>
	нижний	<i>Ht. helvetica</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>R. helvetica</i>	<i>Praeglobotruncana</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>P. helvetica</i> <i>P. imbricata</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>G. inornata</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>G. inornata</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>G. inornata</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>G. inornata</i>	<i>G. helvetica</i>
Сеноманский	верхний	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. cushmani</i>
	нижний	<i>T. deeckei</i>	<i>G. sigali</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>	<i>T. appenninica</i>
	нижний	<i>T. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>	<i>R. appenninica</i>
	нижний	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>	<i>T. ticinensis</i>

A - *Abathomphalus*

G - *Globotruncana*

Gt - *Globotruncana*

Gl - *Globotruncana*

Rt - *Rugotruncana*

M - *Marginotruncana*

Ht - *Helvetoglobotruncana*

P - *Praeglobotruncana*

R - *Rotalipora*

T - *Thalmaninella*

H - *Hedbergella*

Ar - *Archaeoglobigera*

W - *Whiteinella*

Rtn - *Rotundina*

Tc - *Ticinella*

Pl - *Planammina*

Rc - *Racemiguembella*

S - *Sigalia*

Gu - *Gublerina*

Gb - *Globigerina*

отложения не установлены

A - *Abathomphalus*
 G - *Globotruncana*
 Gt - *Globotruncana*
 Rt - *Rugotruncana*
 M - *Marginotruncana*
 Ht - *Helvetoglobotruncana*
 P - *Praeglobotruncana*
 R - *Rotulipora*
 T - *Thalmaninella*
 H - *Hedbergella*
 Ar - *Archaeoglobigera*
 W - *Whiteinella*
 Rtn - *Rotundina*
 Tc - *Ticinella*
 Pl - *Planolites*
 Rc - *Racemiguembia*
 S - *Sigalia*
 Gu - *Gublerina*
 Gb - *Globigerina*

□ □ отложения
 не установлены

появления новых видов тальманнинелл и хедбергелл). Она проводится между зонами *Thalmaninella ticinensis* и *T. appenninica*. Зона *T. ticipensis* установлена в Италии, Швейцарии, Чехословакии, Австрии, в Тунисе и на Тринидаде, а также в пределах юга СССР. Зона *T. appenninica* выделяется, кроме перечисленных регионов, также в Пуэрто-Рико, Ливии, на побережье Мексиканского залива США, в Северной Калифорнии и в Тихом океане. Рассматриваемый рубеж совпадает с началом расцвета подсемейства *Rotaliporinae*. В ряде регионов — Италия, Румыния, Чехословакия, Тунис, СССР (Крым, Кавказ и Карпаты) в пределах сеноманского яруса выделяются три интервала развития глоботрунканид, соответствующих выделяемым нами зонам (снизу вверх): *Thalmaninella appenninica*, *T. deecke* и *Rotalipora cushmani*. Более дробное зональное расчленение сеноманского яруса предлагают Г. Болли (Bolli, 1966) и Хинте (Hinte, 1972) в своих зональных схемах, единых для тепловодного бассейна. Попытка детализировать зональную шкалу сеноманского яруса несомненно заслуживает внимания и требует детального изучения рассматриваемого интервала в конкретных разрезах различных регионов.

Граница между сеноманом и туроном в большинстве регионов устанавливается по подошве зоны *Helvetoglobotruncana helvetica*, которая именуется разными родовыми названиями (*Globotruncana*, *Praeglobotruncana* или *Margino**truncana*). Этот рубеж отвечает времени наиболее значительных эволюционных преобразований в развитии глоботрунканид, ознаменовавшихся появлением трех подсемейств: *Globotruncaninae*, *Globotruncanellinae* и *Rugoglobigerininae*. Турон подразделяется нами на две зоны: *Helvetoglobotruncana helvetica* и *Globotruncana lapparenti*. Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* в принимаемом объеме прослеживается в Италии, Швейцарии, Австрии, Алжире, Ливии, на побережье Мексиканского залива США и в Тихом океане. Однако в зональных схемах Чехословакии, Румынии, Туниса и Северной Калифорнии в основании туронского яруса ниже комплекса глоботрунканид с *Helvetoglobotruncana helvetica* выделяется маломощная зона под разными видовыми названиями (*Praeglobotruncana imbricata*, *P. prae**helvetica*, *P. goddai*). Приведенные данные нуждаются в проверке на разрезах других регионов Тетиса.

Зона *Globotruncana lapparenti* выделяется под названиями *G. lapparenti* в Италии, *G. lapparenti coronata* в Египте и *G. schneegansi* в Чехословакии и Тунисе.

Граница между туроном и коньякским ярусом проводится нами также, как в Чехословакии (Карпаты) и Тунисе по подошве зоны *Globotruncana angusticarinata*. Мы считаем возможным выделить в отложениях коньякского яруса два интервала развития глоботрунканид, соответствующих зонам *Globotruncana angusticarinata* и *Globotruncana primitiva*. Затруднения с зональным расчленением коньякских отложений в других регионах связаны, по нашему мнению, с недостаточной изученностью глоботрунканид в пределах этого интервала времени.

Границе между коньякским ярусом и сантоном отвечает рубеж, разделяющий зоны *Globotruncana primitiva* и *G. concavata*. В составе сантонского яруса прослеживаются две зоны (снизу вверх): зона *Globotruncana concavata* и зона *G. fornicata*. Примерно в том же объеме эти зоны выделяются на Тринидаде и побережье Мексиканского залива США, а также в Ливии и Карибском море, где для наименования их используются подвидовые названия вида *Globotruncana concavata*. В других регионах (Швейцария, Австрия, Румыния, Тунис, Северная Калифорния, северо-западная часть Тихого океана) сантонский ярус принимается в объеме одной зоны: *Globotruncana concavata* или *Globotruncana coronata* (Северная Калифорния). Имеющиеся разногласия в интерпретации возраста рассматриваемых зон и соответственно границы между коньякским

и сантонским ярусами (Румыния, Ливия, Карибское море) связаны, по всей вероятности, с недостаточно точной датировкой возраста отложений по другим палеонтологическим данным (Румыния, Ливия).

Граница между сантоном и кампаном характеризуется значительным обновлением комплекса глоботрунканид и совпадает с подошвой зоны *Globotruncanites elevata*, которая в некоторых регионах выделяется под названием *Globotruncana arca* (Чехословакия, Тунис) или *Globotruncana (Globotruncanites) stuartiformis* (Северная Калифорния, а также Тринидад), где индекс-вид *Globotruncana (Globotruncanites) stuartiformis* определен как *Globotruncana stuarti*. В отложениях кампанского яруса нами выделяются две зоны: *Globotruncanites elevata* и *Globotruncana morozovae*. В основном двучленное зональное подразделение кампана произведено также в Чехословакии, Австрии, Тунисе, в Карибском море, на побережье Мексиканского залива США, в северо-западной части Атлантики и Северной Калифорнии. Однако точное сопоставление зон в настоящее время представляет трудности. Достаточно отчетливо выделяется в большинстве регионов под тем или иным названием нижняя зона *Globotruncanites elevata*. В ряде мест (Австрия, Тунис, Карибское море, северо-западная Атлантика и северо-западная часть Тихого океана) в верхней части кампана фиксируется появление вида *Globotruncana calcarata*. В настоящее время точный интервал развития этого вида, а также характер сопутствующего ему комплекса глоботрунканид пока не ясен. Поэтому объем зоны также не установлен.

Границе кампанского яруса и маастрихта отвечает рубеж, разделяющий зоны *Globotruncana morozovae* и *Globotruncanites stuarti*. В составе маастрихтского яруса нами выделяются две зоны: *Globotruncanites stuarti* и *Abathomphalus mayagoensis*. В объеме двух зон маастрихт принимается в Чехословакии, Румынии, Австрии и Тунисе. В других местах (Ливия, а также бассейн Атлантического океана) приводится более дробное зональное расчленение маастрихтских отложений, которое касается главным образом интервала ниже зоны *Abathomphalus mayagoensis*. Устанавливаются в маастрихтском ярусе три или четыре и даже пять (Hinte, 1972) интервалов (см. табл.4).

Зона *Globotruncanites stuarti* под тем же названием прослеживается в разрезах Австрии и Румынии. В Чехословакии и Тунисе она выделяется как зона *Globotruncana falsostuarti*. В Северной Калифорнии, по всей вероятности, ей соответствует зона *Globotruncana (=Globotruncanella) havanensis*.

В зональных схемах Ливии, Тринидада и Карибского моря зоне *Globotruncanites stuarti*, по-видимому, отвечают две зоны (снизу вверх): *Globotruncana tricarinata* и *Globotruncana gansseri*. Название первой зоны является неудачным, так как вид-индекс был впервые описан в шлифах и в настоящее время объем его различными исследователями понимается по-разному. Недавно рассматриваемая зона была переименована в Северо-Западной Атлантике в зону *Globotruncana arca* (Cita, Garner, 1971), индекс-вид которой выбран, с нашей точки зрения, не более удачно, так как он широко распространен с основания кампана. Отложения зоны *Abathomphalus mayagoensis* обнаружены на всех континентах, а также в Карибском море, в Атлантическом и Тихом океанах.

Однозначно понимается всеми исследователями верхняя граница маастрихтского яруса, которая совпадает с исчезновением глоботрунканид и появлением в датском ярусе глобигеринид, широко распространенных и в более молодых отложениях.

Изложенный материал показывает, что глоботрунканиды на современной стадии изучения их обеспечивают корреляцию верхнемеловых отложений континентов и океанов в северном полушарии (в пределах тропических и субтропических широт позднемелового времени). В южном полушарии эта группа в настоящее время слабо изучена. Наиболее четкие

рубежи развития глоботрунканид, позволяющие достаточно уверенно коррелировать зоны, соответствуют в основном границам между ярусами. Исключение составляет интервал, отвечающий позднему турону и коньяку, в пределах которого особенности развития и распространения рассматриваемой группы недостаточно изучены. К тому же объем и понимание ряда видов, в том числе используемых в качестве зональных индексов, до сих пор дискутируются в литературе.

Существующие расхождения в определении некоторых ярусных границ, определяющихся последовательностью одних и тех же зон, будут несомненно устранены в процессе дальнейшего изучения. Будущие исследования позволят также детализировать существующие зональные схемы, унифицировать наименование зон и создать зональную шкалу, единую для верхнего мела как современных континентов так и океанических бассейнов тепловодного пояса. Предполагаемая нами зональная схема также не является окончательной и может быть детализирована и уточнена с получением новых данных. Большинство зон этой схемы в том или ином объеме были ранее установлены другими исследователями в разных регионах и прослеживаются на нескольких континентах, а некоторые из них известны также и в океанах. Межконтинентальный характер протяженности таких зон, как *Globotruncana lapparenti* и *Globotruncana stuarti*, а также выделенных нами зон *Globotruncana primitiva* и *Globotruncana morozovae* пока не установлен, но вполне вероятен.

Для выяснения этого вопроса необходимы детальные исследования соответствующих интервалов разреза верхнего мела в других районах Земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. 1959. Гостехиздат.
- Волошина А. М. 1972. Спроба зонального розчленування крейдових відкладів Керченського півострова за форамініферами.— Доповіді АН УРСР, № 6, серія Б.
- Дабаян Н. В. 1972. Планктонные фораминиферы мела Утесовой и Мармарошской зон Украинских Карпат.— Труды УкрНИГРИ, вып. 27.
- Крашенинников В. А. 1971. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана (по материалам глубоководного бурения).— Вопр. микропалеонтол., вып. 14.
- Маслакова Н. И. 1961. К систематике и филогении родов *Thalmaninella* и *Rotalipora* (Foraminifera).— Палеонтол. журн., № 1.
- Маслакова Н. И. 1963. Строение стенки раковины глоботрунканид.— Вопр. микропалеонтол., вып. 7.
- Маслакова Н. И. 1964. К систематике и филогении глоботрунканид.— Вопр. микропалеонтол., вып. 8.
- Маслакова Н. И. 1969. Индивидуальное развитие глоботрунканид.— Вопр. микропалеонтол., вып. 12.
- Маслакова Н. И. 1970. О строении и таксономическом значении устья раковины у глоботрунканид.— Вопр. микропалеонтол., вып. 13.
- Маслакова Н. И. 1971. Классификация глоботрунканид.— Труды ВНИГРИ, вып. 291.
- Маслакова Н. И. 1974. Схема зонального расчленения верхнемеловых отложений юга СССР по глоботрунканидам и ее значение для межконтинентальной корреляции.— Материалы VIII и IX съездов Карпатско-Балканской геол. ассоц. (доклады советских геологов). Киев, изд-во «Наукова думка».
- Паузер-Черноусова Д. М. 1967. О зонах единых и региональных стратиграфических шкал.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Самышкина К. Г. 1968. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Дагестана.— Труды Дагест. ин-та геологии, вып. 7.
- Субботина Н. Н. 1973. Планктонные меловые фораминиферы. Семейства: Rotaliporidae, Globotruncanidae, Schackoinidae, Planomalinae.— Труды ВНИГРИ, вып. 343.
- Bandy O. L. 1967. Cretaceous planktonic foraminiferal zonation.— Micropaleontology, 13, N 1.
- Banner F., Blow W. 1959. The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinaceae.— Paleontology, 2, pt. 1.
- Barr F. T. 1972. Cretaceous biostratigraphy and planktonic Foraminifera of Libya.— Micropaleontology, 18, N 1.
- Beckmann J. P., El-Heiny J., Kerdany M. T., Said R., Viotti C. 1969. Standard planktonic zones in Egypt.— Proc. I Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Bolli H. M. 1957. The genera *Praeglobot-*

- runcana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad.—Bull. U. S. Nat. Mus., N 215.
- Bolli H. M.** 1959a. Planktonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad.—Bull. Amer. Paleontol., 39, N 179.
- Bolli H. M.** 1959b. Planktonic Foraminifera as index fossils in Trinidad, West Indies and their value for worldwide stratigraphic correlation.—Eclogae geol. helv., 52, N 2.
- Bolli H. M.** 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera.—Bol. inform. Asoc. venez. geol. mineral y petrol., 9, N 1.
- Borsetti A.** 1962. Foraminiferi planctonici di una serie Cretacea dei Dintorni di Piobbico.—Estratto del Giornale di Geologia. Ann. Mus. Geol. Bologna, 29, ser. 2.
- Bronnimann P., Stradner H.** 1960. Die Foraminiferen — und Discoasteridzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation.—Erdol. Zeitschr., 76.
- Butt A.** 1966. Foraminifera of the type Turonian.—Micropaleontology, 12, N 2.
- Cita M. B., Gartner S. Jr.** 1971. Deep Sea Upper Cretaceous from the Western North Atlantic.—Proc. II Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Coquand H.** 1857. Position des *Ostrea columba* et *biauriculata* dans le groupe de la Graie inférieure.—Bull. Soc. geol. France, 14, sér. 2.
- Dalbiez F.** 1955. The genus *Globotruncana* in Tunisia.—Micropaleontology, 1, N 2.
- Dalbiez F.** 1959. Corrélations et résolution.—C. R. 84^e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts, Dijon.
- Douglas R.** 1969. Upper Cretaceous biostratigraphy of Northern California.—Proc. I Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Douglas R.** 1971. Cretaceous Foraminifera from the Northwestern Pacific Ocean.—Initial Rept. of the Deep Sea Drilling Project, v. VI. Washington, U. S. Govt. Print. Office.
- Dumont A.** 1849. Rapport sur la carte géologique du Royaume.—Bull. Acad. roy. Belgique, Sci. Lettres Beaux — Arts, 16, N 11.
- Herb R.** 1965. Die Oberkreide des Helvetikums von Amden.—Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol., Ing., 31, N 81.
- Hinte J. E. van.** 1963. Zur Stratigraphie und Micropaleontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfelds (Kaernten).—Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Sonderband 8.
- Hinte J. E. van.** 1965. The type Campanian and its planktonic Foraminifera.—Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., 68, ser. B, Amsterdam.
- Hinte J. E. van.** 1969. A *Globotruncana* zonation of the Senonian subseries.—Proc. I Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Hinte J. E. van.** 1972. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zones.—Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., 75, ser. B., Amsterdam.
- Hofker J.** 1956. Foraminifera from the Cretaceous of southern Limburg, Netherlands. XIX. Planktonic Foraminifera of the Chalk Tuff of Maastricht and environments.—Naturhist. Maandbl., Nederl., 45.
- Hofker J.** 1962. Foraminifera from the Cretaceous of southern Limburg, Netherlands. LXII. Once again planktonic Foraminifera from the Tuff Chalk of Maastricht.—Naturhist. Maandbl., Nederl., 51.
- Hofker J.** 1966. Maastrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera.—Paleontographica, Suppl., 10, Stuttgart.
- Lecoindre G.** 1959. Le Turonien dans sa région type: la Touraine.—C. R. 84 Congr. Soc. sav. Paris et Dépts, Dijon.
- Lehmann R.** 1962. Etude des *Globotruncanides* du Crétacé supérieur de la Province de Tarfaya (Maroc Occidental)—Notes Serv. Géol. Maroc., 21, N 156.
- Lehmann R.** 1966. Les Foraminiférés pélagiques du Crétacé du Bassin Côtier de Tarfaya.—Notes Serv. Géol., N 175.
- Loeblich A., Tappan H.** 1964. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt. C, Protista 2, Sarcodina chiefly «Thecamoebians» and Foraminiferida, 1, 2.—Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press.
- Marks P.** 1967. *Rotalipora* et *Globotruncana* dans la Craie de Théligny (Cénomanién, Dépt. de la Sarthe).—Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., 60, sér. B., Amsterdam.
- Moorkens T. L.** 1969. Quelques *Globotruncanidae* et *Rotaliporidae* du Cénomanién, Turonien et Coniacien de la Belgique.—Proc. I. Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Moorkens T. L.** 1971. Some late Cretaceous and Early Tertiary planktonic Foraminifera from the Maastrichtian type Area.—Proc. II Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Orbigny A. d'** 1842. Paléontologie française. Terrains crétacés, v. II. Gastropodes. Paris.
- Orbigny A. d'** 1847. Paléontologie française. Terrains crétacés, v. IV. Brachiopodes. Paris.
- Pessagno E. A.** 1962. The Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of south central Puerto Rico.—Micropaleontology, 8, N 3.
- Pessagno E. A.** 1967. Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain.—Paleontological Research Institution, 5, N 37, Ithaca, New York.
- Pessagno E. A.** 1969. Cenoman-turonian (Eaglefordian) stratigraphy in the western Gulf Coastal Plain area.—Proc. I Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Premoli Silva J., Bolli H. M.** 1973. Late

- Cretaceous to Eocene planktonic Foraminifera and stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea.— Initial Rept. of the Deep Sea Drilling Project, XV. Washington, U. S. Govt. Print. Office.
- Reiss Z. 1963. Reclassification of perforata Foraminifera.— Geol. Surv. Israel Bull. 35, Jerusalem.
- Salaj J. 1969. Zones planctiques du Grétacé et du Paléogène de Tunisie.— Proc. I Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Salaj J., Maamouri A. L. 1970. Remarques microbiostratigraphiques sur le Sénonien supérieur de l'anticlinal de l'Oued Bazina (Région de Béja, Tunisie septentrionale).— Notes Serv. Géol. Tunisie, N 32.
- Salaj J., Samuel O. 1966. Foraminifera der Westkarpaten-Kreide.— Geol. Ustav. Dionyza Stura, Bratislava.
- Sandulescu J. 1969. Globotruncanidae zones in the Upper Cretaceous within the Tara Birse Area (Crystalline — Mesozoic zone, Eastern Carpathians).— Roczn. Polsk. Tow. Geol., 39. zes. 1—3. Krakow.
- Seroni-Vivien M. 1972. Contribution à l'étude de Senonien en Aquitaine septentrionale. Les stratotypes Coniacien, Santonien, Campanien.— Les stratotypes Français, 2. Paris.
- Sigal J. 1955. Notes micropaléontologiques Nord-africains. I. Du Cénomanién au Santonien: zones et limites en faciès pélagiques.— Compt. rend. Soc. géol. France, N 8.
- Sigal J. 1967. Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique à l'aide des principales espèces de Rosalines (Foraminifères).— Compt. rend. Soc. géol. France, N 2.
- Sigal J. et coll. 1959. Les Foraminifères et Crétacé supérieur français.— C. R. 84e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts, Dijon.
- Sornay J. 1957. Lexique stratigraphique international. v. I. Europe, N 4a, VI. Crétacé (France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg). Paris.
- Sturm M. 1969. Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonic Foraminifera, Attersee (Upper Austria).— Roczn. Polsk. Tow. Geol. 39, zes. 1—3. Krakow.
- Tocorjescu M. 1963. Studiul Mikropaleontologic al depozitelor succesunii Cretacic Superior-Paleogen de pe valea Mitoi-reg. Lacai.— Assoc. Geol. Carpat-Balcica congr., III/2. Bucuresti.

Zonal scheme of the upper cretaceous of the USSR south and methods of its working out

N. I. Maslakova

The zonal subdivision of Upper Cretaceous deposits of the Crimea, Caucasus and Carpathians is based on peculiarities of the evolutionary development and distribution of globotruncanids. The layer — by — layer study of this group in the most complete and more or less lithologically monotonous carbonate sections of the Upper Cretaceous in the above area enable us to observe the evolution of some phylogenetic branches represented by a number of successive species. An analysis of distribution of globotruncanids in numerous sections showed the same succession of complexes characterizing certain stages of development of this group. Persistence of the specific composition of complexes on a considerable area allowed us to distinguish deposits containing these complexes as biostratigraphic zones (Table 1).

The scope of each zone, was established by means of the limits of distribution of a zonal complex composed, besides the species distributed mostly in the given zone, of the forms characterized by a wider distribution (known in the given and over — or underlying zone). When choosing an index — species, preference was given to the species that were successive steps in phylogenetic sequence, had wide distribution and well pronounced morphological features. The names of synchronous zones available in literature were considered as well,

The tracing of the most distinguished zones in the stratotypical sections of the Upper Cretaceous stages of West Europe meets with considerable difficulties as the globotruncanids associated to some parts of them are relatively poor and studied not thoroughly enough. Besides, these sections are not stratigraphically complete. Therefore, the age of globotruncanid zones is established mainly through comparison of their boundaries to the

intervals of distribution of ammonites, belemnites, inocerams, echinoids, benthonic foraminifers in Upper Cretaceous deposits of the Crimea and North Caucasus. These groups are associations of the Upper Cretaceous fauna from the stratotypical and closely located more complete sections of West Europe belonging to the same Middle European paleozoogeographical areas as the Crimea and North Caucasus.

The correlation of the schemes of zonal subdivision of Upper Cretaceous deposits in various parts of the globe (according to the data of distribution of globotruncanids) shows that at the present — day state of knowledge a rather precise correlation is possible of many biostratigraphic boundaries (Table 4), as well as the establishment of an zonal scale in the future that would be universal for the whole latitudinal warm — water belt.

СЕРОВА М. Я.

(Геологический институт АН СССР)

**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВИДА
GLOBOROTALIA LENGUAENSIS BOLLI
ДЛЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА**

Планктонные фораминиферы в высокоширотных областях современных морей и в бассейнах прошлого встречаются крайне редко, бедны в систематическом отношении и имеют весьма незначительную численность. Представлены они преимущественно одним родом *Globigerina*. В современном Охотском море, по данным Липпса (Lipps, Warme, 1966), обитает всего семь видов планктонных фораминифер. Среди них холодноводные виды *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.) и *G. bulloides* d'Orb. присутствуют во всех популяциях и составляют 95% планктонной ассоциации. Более тепловодные виды *Globigerina eggeri* Rhumbl., *G. quinqueloba* Natl., *Globigerinita glutinata* (Egger), *G. uvula* (Ehrenb.) и *Turborotalia scitula* (Brady) встречаются лишь в зоне теплого тихоокеанского течения у Курильских островов и представлены единичными экземплярами. Сходная картина распределения планктонных фораминифер наблюдается в кайнозойском бассейне северных широт. Так, в миоценовых отложениях Сахалина и Камчатки, где планктонные фораминиферы встречаются крайне редко и представлены исключительно родом *Globigerina*, Н. А. Волошинова (Волошинова и др., 1970) описала девять видов глобигерин из обыкайской свиты о-ва Сахалина: *Globigerina woodi* Jenk., *G. ridenda* Vosh.lo, *G. billoides* d'Orb., *G. trilocularis* d'Orb., *G. praebulloides* Blow, *G. falconensis* Blow, *G. apertura* Cushman., *G. pachyderma* (Ehrenb.) *G. grabationis* Volosh. Примерно те же виды глобигерин определены нами в какертской свите Западной Камчатки (Синельникова, Серова и др., 1975).

В связи с этим значительный интерес представляет находка глобороталий в отложениях сертунайской свиты Александровского района (Западный Сахалин), являющейся стратотипом одноименного горизонта на Западном Сахалине. Сертунайская свита вскрыта в береговых обрывах Западного Сахалина к северу от г. Александровска между р. Малый Сертунай и пос. Арково. Она представлена здесь сравнительно мелководными прибрежно-морскими отложениями — мелко- и среднезернистыми глинистыми песчаниками, темно-серыми глинистыми алевролитами и реже неплотными размокающими аргиллитами. В нижней, средней и верхней частях свиты выделяются прослои косослоистых глауконитовых песчаников. По всей толще встречаются пластовые и округлые стяжения известковистых песчаников и алевролитов с многочисленными скоплениями раковин моллюсков, морских ежей, баланусов, костями позвоночных. Мощность свиты в стратотипическом разрезе около 1500 м (рис. 1).

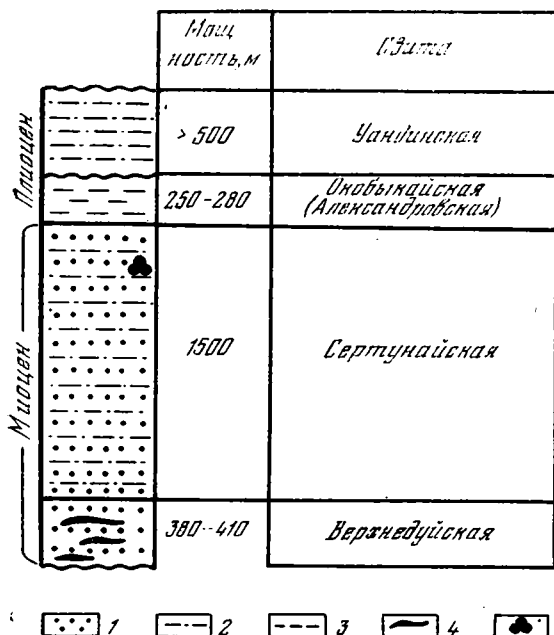


Рис. 1. Разрез миоценовых отложений Александровского района

Глобороталии были встречены в глинистых алевролитах, вскрытых в разрезе в 0,5 км к югу от р. Солдатской примерно в 150 м от кровли свиты. Они представлены несколькими экземплярами вида *Globorotalia linguaensis* Bolli, впервые описанного из миоцена о-ва Тринидада. Сертунайские экземпляры этого вида по своим морфологическим признакам наиболее близки к голотипу из формации Ленгуа Тринидада (Bolli, 1957). От представителей данного вида из миоцена Италии сахалинские формы отличаются большим числом камер в последнем обороте и несколько более выпуклой брюшной стороной (рис. 2; табл. II, фиг. 4).

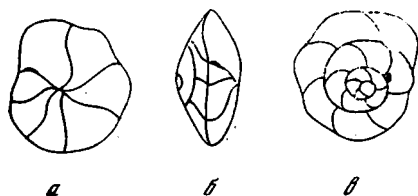


Рис. 2. *Globorotalia linguaensis* Bolli.

Контурный рисунок по фотографии; $\times 100$;
 а — с брюшной стороны,
 б — со стороны устья,
 в — со спинной стороны

Кроме немногочисленных экземпляров вида *Globorotalia linguaensis* Bolli в комплексе верхней части сертунайской свиты широко представлены бентосные агглютинирующие и секреторные фораминиферы: *Harplophragmoides impressus* Volosh., *H. carinatus* Cushman et Renz, *Cribo stomoides sakhalinensis* Volosh., *Ammonia japonica varianata* Volosh., *Islandiella sulcata* Volosh., *Criboelphidium vulgare* Volosh., *Buccella floriformis* Volosh.

Наряду с фораминиферами верхняя часть сертунайской свиты охарактеризована богатым комплексом моллюсков, для которого типично появление крупных тиазир и теплолюбивых немокардиумов. Руководящая роль в комплексе принадлежит видам: *Anadara devincta* (Conrad) var. *tatarica* Kog., *A. devincta* (Conrad) var. *sachalinensis* Kog., *Glycimeris chitanii* Yok., *G. yessoensis* (Sow.), *Mizunopecten subyessoensis* (Yok.), *Ostrea* sp., *Lucinoma acutolineata* (Conrad), *Taros (Felsinella) gouldi* (Yok.) var. *sertunayensis* Kog., *Thyasira disjuncta* (Gabb.) var. *ochotica* L. Krisht. (скопления), *Chione (Securella) securis* (Shum.), *Ch. (Securella) parapodema* (Dall), *Pitar kavranensis* Slod., *Panope (Panomya) simotomensis* Otuku, *P. (Panomya) geneyosa* Could (Жидкова и др., 1974).

Отложения сертунайского горизонта до последнего времени относились к верхнему миоцену (Геология СССР, т. 33; Криштофович, 1960; Решение ..., 1961; Жидкова и др., 1974, и др.). Находка в фораминиферовом комплексе планктонного вида *Globorotalia linguaensis* позволяет с новых позиций подойти к оценке возрастного интервала сертунайского горизонта.

Вид *Globorotalia linguaensis* Bolli имеет широкое распространение в миоценовом комплексе планктонных фораминифер тропического и субтропического поясов. В Карибском бассейне он характеризует комплекс планктонных фораминифер верхней части зоны *Globorotalia fohsi* (s. l.) и зон *Globorotalia mayeri* и *G. menardii* (Bolli, 1957). В итальянском миоцене этот вид распространен в верхней части серроваллия и низах тортона и является индекс-видом зоны *Globorotalia mayeri* — *Globorotalia linguaensis* (Cita, 1969).

В Японии вид *Globorotalia linguaensis* описан Саито (Saito, 1963) из известковистых песчаников формации Симосирайва п-ва Изу (Юго-Восточный Хонсю). В этих отложениях кроме планктонных фораминифер присутствуют также бентосные, в том числе многочисленные *Amphistegina radiata* (Ficht. et Moll.) и единичные *Lepidocyclina* sp. В планктонном комплексе свиты Симосирайва, по данным Саито (Saito, 1963) преобладают виды: *Globorotalia linguaensis* Bolli, *G. mayeri* Cushman et Ellisor, *G. menardii* (Park., Jones et Brady), *Globorotalia timida* (Brady), *Globigerina nepenthes* Todd, *G. woodi* Jenk., *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parr et Collins), *Globigerinoides imaturus* LeRoy, *G. obliquus* Blow, *G. bollii* Blow, *G. trilobus* (Reuss), *Orbulina suturalis* Bronn., *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwag.) и другие виды, представленные меньшим количеством экземпляров.

Песчаники Симосирайва Саито (Saito, 1963) сопоставляет с подзоной *Globorotalia mayeri* — *Globigerina nepenthes* зоны *Globorotalia mayeri* зональной шкалы Болли (Bolli, 1957) и с зоной № 14 Блоу (Blow, 1969).

Этот же вид — *Globorotalia linguaensis* отмечается Саито (Saito, 1963) в формации Кананаматазава префектуры Точичи.

Приведенные данные показывают, что возрастной диапазон вида *Globorotalia linguaensis* в тропической и субтропической областях соответствует позднегельветскому и тортонскому времени. Однако, если учесть, что наиболее широкое проникновение планктона в северные широты падает на гельветское время, то более вероятно предположить, что накопление осадков верхней части сертунайской свиты, в которых встречен вид *Globorotalia linguaensis*, происходило в позднегельветское-раннетортонское время. Подобный вывод подтверждается также и тем обстоятельством, что *Globorotalia linguaensis* в формации Симосирайва в Японии встречены совместно с амфистегинами и лепидоциклинами. Эти отложения соответствуют самой верхней части кандорбулиновых слоев, переходных к тортонскому ярусу (Крашенинников, 1973).

Аналогичное положение (верхи серроваллия — низы тортона) занимает зона *Globorotalia mayeri* — *G. linguaensis* в итальянском миоцене (см. табл.).

В пикней части сертунайской свиты планктонные фораминиферы, как отмечалось выше, не обнаружены. Однако видовой состав бентосного комплекса сходен с таковым формации Нисикуросава п-ова Ога. В нем присутствуют в массовом количестве виды *Ammonia tochigiensis* (Uchio) и *A. tanasawaensis* (Iwasa et Kikuchi), *A. japonica varianta* Volosh., *Haplophragmoides renzi* Asano, *H. carinatus* Cushman, et Renz, *Islandiella sulcata* Volosh., *Buccella complanata* Volosh. и другие. Виды: *Ammonia tochigiensis* (Uchio), *A. tanasawaensis* (Iwasa et Kikuchi), *Haplophragmoides renzi* Asano являются постоянными компонентами комплекса формации Нисикуросава и ее аналогов в Японии. Формация Нисикуросава, по данным японских исследователей (Ikebe et al., 1972), соответствует зонам N 8, N 9 и, возмож-

Т а б л и ц а
Распространение вида *Globorotalia linguaensis* в миоценовых отложениях различных регионов

Зона (Blow, 1969)	Япония		О-в Тринидад		Италия			Сахалин, Александровский район	
	Зона (Saito, 1963)	G. linguaensis	Зона (Bolli, 1957)	G. linguaensis	Ярус	Зона (Cita, Premoli Silva, 1967)	G. linguaensis	Свита	G. linguaensis
N 18					Мессинский				
N 17			Globorotalia tumida pleiotumida						
N 16	Globorotalia menardii — Globigerina nepenthes		Globorotalia menardii		Туронский	Globorotalia menardii — Globigerina nepenthes		Окобыкайская	
N 15			Globigerina continuosa			Globorotalia mayeri — Globigerina nepenthes			
N 14	Globorotalia mayeri — Globigerina nepenthes		Globorotalia mayeri			Globorotalia mayeri — Globorotalia linguaensis			
N 13			Sph. subdeliscens — Globorotalia druryi		Сарматский	Globorotalia mayeri — Globorotalia praemenardii			
N 12	Globorotalia bykovae		Globorotalia fohsi					Сертунайская	
N 11			Globorotalia fohsi robusta						
N 10	Globorotalia fohsi fohsi		Globorotalia fohsi lobata						
N 9	Globorotalia fohsi barisanensis		Globorotalia fohsi fohsi						
N 8	Globigerinatella insueta	Globigerinatella insueta — Globigerinoides bisphaerica	Globigerinatella insueta					Верхнедуйская	
N 7	Globigerinatella insueta — Globigerinoides trilobus		Globigerinoides bisphaerica						
			Globigerinoides trilobus						

мо, N 10 зональной шкалы Блоу (Blow, 1969) и относится к пижней части «гельвета». Таким образом, возраст сертунайской свиты Александровского разреза, нижняя часть которой охарактеризована бентосным комплексом фораминифер яруса Нисикуросава, а в верхней ее части встречается вид *Globorotalia linguaensis* Bolli, можно рассматривать в объеме «гельветского» яруса в том виде, как его трактует В. А. Крашенинников (1974) — т. е. в объеме зон N 9 — N 14 схемы Блоу (см. табл.).

Эти выводы о возрасте сертунайского горизонта, стратотипом которого является сертунайская свита Александровского района, согласуются и подтверждают правильность корреляции угленосных отложений верхнепудуйской свиты, подстилающей сертунайскую в Александровском районе, с угленосными отложениями яруса Дайсима Японии, которая была обоснована Л. И. Фотьяновой (Синельникова и др., 1975; Фотьянова, Серова, 1976) по листовой флоре.

ЛИТЕРАТУРА

- Волошинова Н. А., Кузнецова В. Н., Леоненко Л. С. 1970. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. — Труды ВНИГРИ, вып. 284.
- Жидкова Л. С., Мишаков Г. С., Неворова Г. И., Попова Л. А., Сальников Б. А., Сальникова Н. В., Шереметьева Г. И. 1974. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск, «Наука».
- Геология СССР. Остров Сахалин, т. 33. 1970. М., «Недра».
- Крашенинников В. А. 1973. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. — Труды ГИН, АН СССР, вып. 233.
- Криштофович Л. В. 1960. Обоснование выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина. — Труды ВНИГРИ, вып. 154.
- Решение межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Командорских островов. 1961. М., Гостонтехиздат.
- Синельникова В. Н., Серова М. Я., Скиба Л. А., Фотьянова Л. И. 1975. Развитие комплексов фауны и флоры в неогене Западной Камчатки. — Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. I (1).
- Фотьянова Л. И., Серова М. Я. 1976. Верхнепудуйская флора Сахалина и ее положение в стратиграфической шкале неогена. — Бюлл. МОИП, отд. геологии, 3.
- Bolli H. 1957. Planctonic Foraminifera from the oligocene miocene Cipero and Lengua Formation of Trinidad. B. B. I. — Bull. U. S. Nat. Mus., N. 215.
- Blow. 1969. Late Middle Eocene to recent planctonic biostratigraphy. Proc. I Internat. Conf. Planctonic Microfossils.
- Cita M. B. 1969. The biostratigraphy of the Langian, Serravallian and Tortonian stages of the type-section in Italy. — Riv. Ital. Paleontol., 75, N 3.
- Cita M. B., Premoli Silva I. 1967. Evoluzione delle faune planctoniche nell'intervallo stratigrafico compreso fra il Langhiano-tipo ed il Tortonian-tipo e zonazione del Miocene Piemontese. Lav. IV Congr. Com. Strat. Neog. Mediter., Milano.
- Ikebe N., Takayanagi Y., Chiji M., Chinzei K. 1972. Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan — an attempt at intercontinental correlation. — Pacific Geology, N 4.
- Lipps J. H., Warme J. E. 1966. Planctonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk sea. — Contribs. Cushman Found. Foraminiferal Res., vol. XVII, pt 4.
- Saito T. 1963. Miocene Planctonic Foraminifera from Honshu, Japan. — Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 2, 35, N 2.

Stratigraphic significance of the *Globorotalia linguaensis* Bolli species for Miocene deposits of Sakhalin

M. Ya. Serova

Representatives of the thermophilic genus *Globorotalia* have been recognized in Miocene deposits of North latitudes of the Pacific province. The species *Globorotalia linguaensis* Bolli was found in the upper part of the Sertunaiskaya suite of the West Sakhalin combined with numerous benthonic foraminifers and mollusks. Presence of the index-species of the zone *Globorotalia mayeri*—*G. linguaensis* enabled us to date the deposits of the Sertunaiskaya suite as the Middle Miocene and correlate them to the deposits of Nisikurosawa formation of Japan.

Н. Г. МУЗЫЛЁВ

(Геологический институт АН СССР)

ЗНАЧЕНИЕ НАНОПЛАНКТОНА ДЛЯ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СССР

За последнее десятилетие активизировалось изучение нанопланктона со стратиграфическими целями. В настоящее время нанопланктон стал одной из трех (наряду с планктонными фораминиферами и нуммулитами) ведущих групп ископаемых организмов, используемых для биостратиграфического расчленения и корреляции палеогена.

Первая схема зонального деления палеогена по нанопланктону Хей, Молера и Рота (Hay et al., 1967) основывалась на изучении распределения нанопланктона в значительном числе разрезов Европы, Америки, Карибского бассейна, а также разрезов ряда глубоководных скважин. Зональные шкалы Бакри, Гартнера, Мартини, Рота и др. (Bukry, Bramlette, 1970; Bukry, 1971, 1973; Martini, 1970, 1971; Gartner, 1971; Roth, Baumann, Bertolino, 1971 и др.) построены на той же принципиальной смене комплексов и отличаются преимущественно различной дробностью расчленения отдельных стратиграфических интервалов.

Палеогеновый нанопланктон Северного Кавказа изучен чрезвычайно слабо. Некоторые данные содержатся в работах В. Т. Малышек (1948), И. А. Шамрая (1949, 1963), И. А. Шамрая и Е. П. Лазаревой (1956), И. А. Шамрая и С. С. Челмокаевой (1969), Хей, Молера и Вейд (Hay, Mohler, Wade, 1966), Хака (Haq, 1972), Григорович (1974).

В работе рассматривается распределение нанопланктона в четырех разрезах Центрального (реки Хеу, Кубань, Дарья) и Восточного (р. Сулак) Предкавказья, охватывающих стратиграфический интервал от кровли маастрихта до низов олигоцена. Предварительные сведения о распределении нанопланктона в этих разрезах были опубликованы ранее (Крашенинников, Музылев, 1975). Для зонального расчленения использовалась в основном шкала Хей, Молера и Рота с некоторыми дополнениями и изменениями, сделанными Мартини, Гартнером и Бакри. Поскольку все эти разрезы широко известны в литературе и неоднократно описывались (Шуцкая, 1956, 1970; Алимарина, 1963; Леонов, Алимарина, 1964 и др.), в работе приводится только самая общая их характеристика. Изучение нанопланктона проводилось с помощью светового микроскопа.

Разрез по р. Хеу (рис. 1) является одним из наиболее полных на Северном Кавказе. Здесь над маастрихтскими известняками (слой 1) после небольшого (менее 1 м) перерыва в обнажении вскрываются: 2 — чередование светло-серых и буро-красных известняков (датский ярус — нижний палеоцен); 3 — зеленоватые мергели с прослоями известняков (ниж-

ний палеоцен); 4 — оливково-зеленые карбонатные глины (верхний палеоцен); 5 — зеленовато-серые слабо-карбонатные глины с прослоями опоковидных пород в нижней части (верхний палеоцен); 6 — светло-зеленые карбонатные глины (нижний эоцен). Выше выделяются отложения: черкесской свиты — пестрые и перекрывающие их светло-зеленые мергели (средний эоцен — верхний эоцен); керестинского горизонта — переслаивание зеленоватых мергелей и известняков (верхний эоцен); кумского горизонта — кофейные мергели (верхний эоцен); белоглинского горизонта — белые мергели (верхний эоцен). Отложения последнего горизонта перекрываются мощными шоколадно-коричневыми глинами майкопской серии (олигоцен — миоцен), карбонатными в ее самой нижней части (10—15 м). В рассматриваемом разрезе отобрано и изучено около 300 образцов. Нанопланктон обнаружен по всему разрезу (включая и низы майкопских отложений), общий комплекс нанопланктона включает свыше 150 видов.

Из маастрихтских отложений выделена бедная ассоциация нанопланктона, содержащая *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh., *Micula stauropora* (Gard.), *Deflandrius intercisus* (Defl.) и другие типично маастрихтские формы. Изменения в составе нанопланктона на границе маастрихта и дания очень значительны и выражаются в его практически полном обновлении. Это явление было впервые отмечено Брамлеттом и Мартини (Bramlette, Martini, 1964) при изучении маастрихтско-датских отложений Дании и некоторых других районов и подтверждено работами многих последующих исследователей.

Самая нижняя датская зона — *Marcalius astroporus* — в изучаемом разрезе не была обнаружена. В последнее время появились, впрочем, данные, свидетельствующие о том, что полный интервал распространения вида *Cruciplacolithus tenuis* захватывает и самые низы дания, а «зона» *Marcalius astroporus* (выделяемая по отсутствию *Cruciplacolithus tenuis*) в действительности является локальным подразделением, которое в определенных фациях может быть выделено в основании зоны *Cruciplacolithus tenuis*.

Зона *Cruciplacolithus tenuis* s. l. — интервал от появления *Cr. tenuis* (Str.) до появления *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohl. — соответствует слою 2 и нижней части слоя 3 (датский ярус — нижний палеоцен). К характерным видам зоны относятся *Cruciplacolithus tenuis* (Str.), *Marcalius astroporus* (Str.), *Coccolithus cavus* (Hay et Mohl.), *C. subpertusus* (Hay et Mohl.), *Zigodiscus simplex* (Braml. et Mart.), *Prinsius martinii* (Perch-Niels.), *Biscutum? dimorphosum* Perch-Niels. и др. Из этих видов в маастрихтских отложениях встречен лишь *Marcalius astroporus* (Str.). Это чрезвычайно большая по своему стратиграфическому объему зона подразделяется на три подзоны: *Cruciplacolithus tenuis* s. str., *Chiasmolithus danicus* и *Cyclococcolithina robusta*.

Подзона *Chiasmolithus danicus* — интервал от появления *Ch. danicus* (Brotz.) до появления *Cyclococcolithina robusta* (Braml. et Sull.) — отличается от подзоны *Cruciplacolithus tenuis* s. str. [интервал от появления *Cruciplacolithus tenuis* (Str.) до появления *Chiasmolithus danicus* (Brotz.)] присутствием *Ch. danicus* (Brotz.), многочисленных *Cruciplacolithus tenuis* (Str.) и *Prinsius martinii* (Perch-Niels.), *Braarudosphaera aff. africana* str. единичных *Heliorthis concinnus* (Mart.) и др.

Подзона *Cyclococcolithina robusta* — интервал от появления *C. robusta* (Braml. et Sull.) до появления *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohl. Комплекс нанопланктона имеет переходный характер между комплексами зон *Cruciplacolithus tenuis* s. l. и *Fasciculithus tympaniformis*. В пределах подзоны происходят существенные изменения в составе нанопланктона, но стратиграфическое положение этого уровня (или уровней) с точностью указать сейчас трудно. Ряд видов — *Biscutum? dimorphosum* Perch-Niels., *Prinsius martinii* (Perch-Niels.), *Toweius* sp. sp. обладают очень

мелкими размерами и с абсолютной достоверностью могут быть определены и разграничены лишь с помощью электронного микроскопа. По данным изучения с помощью светового микроскопа, имеющим предварительный характер, значительное уменьшение численности *Biscutum? dimorphosum* Perch-Niels. происходит несколько ниже, а *Prinsius martinii* (Perch-Niels.) выше подзоны *Cyclococcolithina robusta*. *Toweius* sp. sp. появляется в основании зоны *Fasciculithus tympaniformis* или, возможно, в верхней части подзоны *Cyclococcolithina robusta*. Еще одна сложность — в разграничении двух других стратиграфически важных видов — *Coccolithus cavus* Hay et Mohl. и *C. eopelagicus* (Braml. et Riedel). Первый из них характерен для датских отложений, второй — широко представлен в палеогене. Типичные экземпляры этих видов легко различимы между собой, но в подзоне *Cyclococcolithina robusta* есть большое количество переходных форм, точная видовая принадлежность которых неясна. По предварительным данным, начало расцвета *C. eopelagicus* (Braml. et Riedel) примерно совпадает с основанием подзоны *Cyclococcolithina robusta*, а значительное уменьшение численности *C. cavus* Hay et. Mohl. происходит в средней части подзоны. В средней части подзоны появляются также единичные *Chiasmolithus bidens* (Braml. et Sull.) и *Heliolithus junctus* (Braml. et Sull.), на этом же уровне фактически исчезает *Crucioplacolithus tenuis* (Str.). Предварительно нижняя граница подзоны определяется появлением единичных *Cyclococcolithina robusta* (Braml. et Sull.) и многочисленных *Coccolithus eopelagicus* (Braml. et Riedel) и исчезновением (или сильным уменьшением численности) *Biscutum? dimorphosum* Perch-Niels.

По своему стратиграфическому объему подзона *Cyclococcolithina robusta* приблизительно соответствует зоне *Ellipsolithus macellus* Martin.

Зона *Fasciculithus tympaniformis* — интервал от появления *F. tympaniformis* Hay et Mohl. до появления *Heliolithus kleinpellii* Sullivan — соответствует верхней части слоя 3 и самому основанию слоя 4 (нижний — верхний палеоцен). Комплекс наопланктона этой зоны отличается появлением многих новых видов — *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohl., *F. schaubi* Hay et Mohl., *Ellipsolithus distichus* (Braml. et Sull.), многочисленных *Toweius* sp. sp. и *Cyclococcolithina robusta* (Braml. et Sull.), *Chiasmolithus californicus* (Braml. et Sull.) и др. Учитывая сделанные ранее замечания, можно говорить о существенном отличии датского и нижнепалеоценового комплексов наопланктона. Детальное изучение наопланктона подзоны *Cyclococcolithina robusta* должно показать точное положение границы между этими комплексами.

Следующие четыре зоны выделены в отложениях слоя 4 (верхний палеоцен).

Зона *Heliolithus kleinpellii* — интервал от появления *H. kleinpellii* Sull. до появления *Discoaster gemmeus* Str; отличается появлением *H. kleinpellii* Sull., *Fasciculithus involutus* Braml. et Sull., *Chiasmolithus solitus* (Braml. et Sull.) и отсутствием почти всех типично датских видов — *Marcalius astroporus* (Str.), *Coccolithus cavus* (Hay et Mohl.), *Chiasmolithus danicus* (Brotz.) и др.

Зона *Discoaster gemmeus* — интервал от появления *D. gemmeus* Str. до появления *Heliolithus riedeli* Braml. et Sull. Помимо видов предыдущей зоны здесь появляются *Discoaster gemmeus* Str. и *Heliolithus* sp. (формы переходные от *H. kleinpellii* Sull. к *H. riedeli* Braml. et Sull.).

Зона *Heliolithus riedeli* — интервал от появления *H. riedeli* Braml. et Sull. до появления *Discoaster multiradiatus* Braml. et Riedel — охарактеризована видами предыдущей зоны и *Heliolithus riedeli* Braml. et Riedel и *H. cantabriae* Perch-Niels., многочисленными *Cyclococcolithina* aff. *robusta* (Braml. et Sull.), *Fasciculithus mitreus* Gartner и др.

Зона *Discoaster multiradiatus* — интервал от появления *D. multiradiatus* Braml. et Riedel до появления *Marthasterites bramlettei* Bronn. et

Str. В рассматриваемом разрезе эта зона имеет отчетливое двухчленное строение. Для нижней части характерны *Discoaster multiradiatus* Brawl. et Riedel и единичные *Heliolithus*. В верхней части зоны появляются многочисленные *Rhomboaster cuspidatus* Braml. et Sull., *Discoaster araneus* Bukry, *D. megastypus* Braml. et Sull., *D. lenticularis* Braml. et Sull. Эти две части зоны отвечают соответственно подзонам *Chiasmolithus bidens* и нижней части подзоны *Campylosphaera eodola* Бакри.

Зона *Marthasterites contortus* — интервал от появления *M. bramlettei* Bronn. et Str. до исчезновения *M. contortus* (Str.) соответствует слою 5 и нижней части слоя 6 (верхний палеоцен — нижний эоцен). Большей части зоны отвечают слабокарбонатные отложения (слой 5) с обедненной ассоциацией нанопланктона. У основания зоны почти полностью исчезают *Rhomboaster cuspidatus* Braml. et Sull. и *Discoaster araneus* Bukry, появляются *Marthasterites bramlettei* Bronn. et Str., *Rhabdosphaera herculea* Str., *Discoaster nobilis* Mart. и некоторые другие виды; выше присутствуют *Campylosphaera eodola* Bukry, *Discoaster binodosus* Mart., *Marthasterites contortus* (Str.) и др.

Почти на границе со слоем 6 происходят существенные изменения в составе нанопланктона, выражающиеся прежде всего в появлении многих новых видов — *Marthasterites tribrachiatus* (Braml. et Riedel), *Discoaster salisburgensis* Str., *D. diastypus* Braml. et Sull., *D. barbadiensis* Tan, *Cyclococcolithina formosa* (Kamp.), *Sphenolithus radians* Defl. и др. По своим масштабам изменения, происходящие на этом рубеже, сравнимы со сменой комплексов нанопланктона на границе зон *Cruciplacolithus tenuis* и *Fasciculolithus tympaniformis*. Следует подчеркнуть, что этот уровень практически совпадает с появлением в разрезе сильно карбонатных и, следовательно, благоприятных для нанопланктона фаций. Остается неясным, насколько он в действительности отчетлив и резок; тем не менее факт коренной перестройки в составе нанопланктона внутри зоны *Marthasterites contortus* безусловен. Рассматриваемый уровень приблизительно совпадает с границей зон *Discoaster multiradiatus* и *D. diastypus* Бакри; последняя зона соответствует верхней части зоны *Marthasterites contortus* и зоне *Discoaster binodosus* по шкале Хей, Молера и Рота. Вероятно, подход Бакри к зональному расчленению этого интервала является более обоснованным, поскольку изменения в составе нанопланктона на границе зон *Marthasterites contortus* и *Discoaster binodosus* менее существенны (по крайней мере в разрезе по р. Хей), чем на рассматриваемом уровне.

Зона *Discoaster binodosus* — интервал от исчезновения *Marthasterites contortus* (Str.) до появления *Discoaster lodoensis* Braml. et Sull. — соответствует верхней части слоя 6 (нижний эоцен); определяется в основном отсутствием *Marthasterites contortus* (Str.) и появлением многочисленных *Campylosphaera delata* (Braml. et Sull.) и *Cyclococcolithina gammatum* (Braml. et Sull.).

Следующие три зоны соответствуют нижней и средней части черкесской свиты (средний эоцен).

Зона *Marthasterites tribrachiatus* — интервал от появления *Discoaster lodoensis* Braml. et Sull. до исчезновения *Marthasterites tribrachiatus* (Braml. et Riedel). Для зоны характерны многочисленные *Discoaster lodoensis* Braml. et Sull., *D. kuepperi* Str. и *Sphenolithus radians* Defl., редкие *Marthasterites obscurus* Mart. и *Micrantololithus mirabilis* Lock. (средняя часть зоны); в верхней части зоны — *Chiasmolithus expansus* (Braml. et Sull.), *Helicopontosphaera seminula* (Braml. et Sull.) и другие.

Зона *Discoaster lodoensis* — интервал от исчезновения *Marthasterites tribrachiatus* (Braml. et Riedel) до появления *Discoaster sublodoensis* Braml. et Sull. — характеризуется появлением *Helicopontosphaera lophota* (Braml. et Sull.); у нижней границы зоны исчезают *Marthasterites tribrachiatus* (Braml. et Riedel), *Rhabdosphaera herculea* Str.

Зона *Discoaster sublodoensis* — интервал от появления *D. sublodoensis* Braml. et Sull. до появления *Nannotetrina fulgens* (Str.). Отличается существенными изменениями в составе нанопланктона. У нижней границы зоны исчезают или сильно уменьшают свою численность многие виды, типичные для более древних зон — *Cyclococcolithina gammation* (Braml. et Sull.), *Discoaster lodoensis* Braml. et Sull., *D. kuepperi* Str., *Sphenolithus radians* Defl. и другие и появляются *Reticulofenestra* sp. sp. (группа «*umbilica*») (массовая форма), *Discoaster sublodoensis* Braml. et Sull., единичные *D. wemmelensis* Achutan et Str., а в верхней части зоны — *Rhabdosphaera inflata* Braml. et Sull., *Nannotetrina mexicana* (Str.), и другие. Бакри по появлению *Rhabdosphaera inflata* Braml. et Sull. делит рассматриваемую зону на две подзоны — *Discoaster kuepperi* и *Rhabdosphaera inflata*.

Зона *Nannotetrina fulgens* — интервал от появления *N. fulgens* (Str.) до появления *Reticulofenestra umbilica* (Levin) — соответствует верхней части черкесской свиты и нижней части керестинского горизонта (средний эоцен — верхний эоцен). Из видов предыдущих зон здесь отсутствуют *Discoaster sublodoensis* Braml. et Sull., *D. lodoensis* Braml. et Sull., *Rhabdosphaera inflata* Braml. et Sull. и некоторые другие; к характерным видам относятся *Nannotetrina fulgens* (Str.), *N. mexicana* (Str.), *Chiasmolithus modestus* Perch-Niels., *Ch. gigas* Braml. et Sull. (в средней части зоны), *Discoaster saipanensis* Braml. et Riedel, *D. wemmelensis* Achutan et Str. и другие. Бакри в этом интервале выделяет три подзоны — *Discoaster strictus*, *Chiasmolithus gigas* и *Coccolithus staurion*, средняя из них соответствует биоzone *Chiasmolithus gigas* Braml. et Sull.

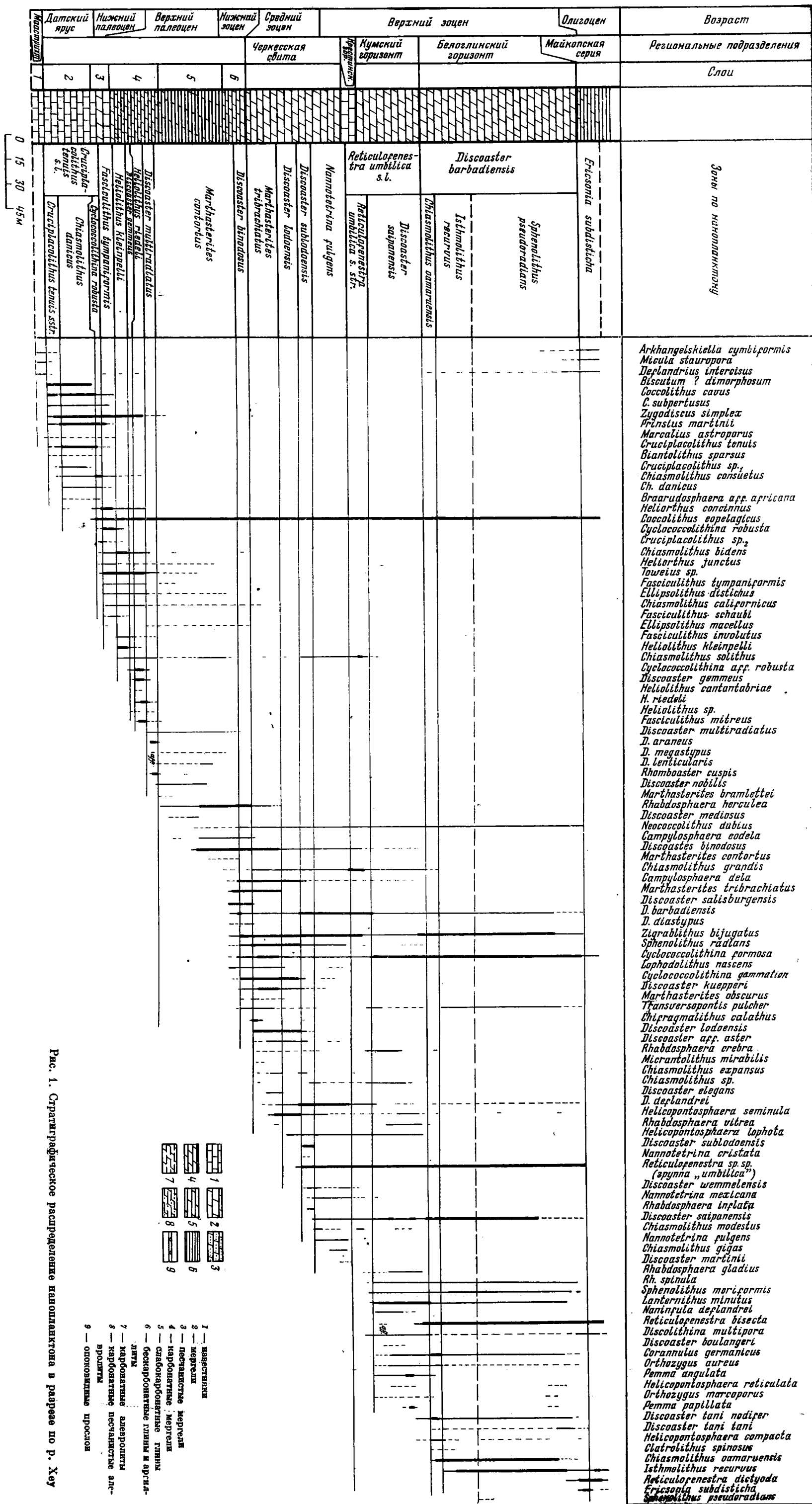
Зона *Reticulofenestra umbilica* s. l. — интервал от появления *R. umbilica* (Levin) до появления *Chiasmolithus oamaruensis* (Defl.) — соответствует верхней части керестинского и кумскому горизонту (верхний эоцен). Подразделяется на две подзоны — *Reticulofenestra umbilica* s. str. и *Discoaster saipanensis*.

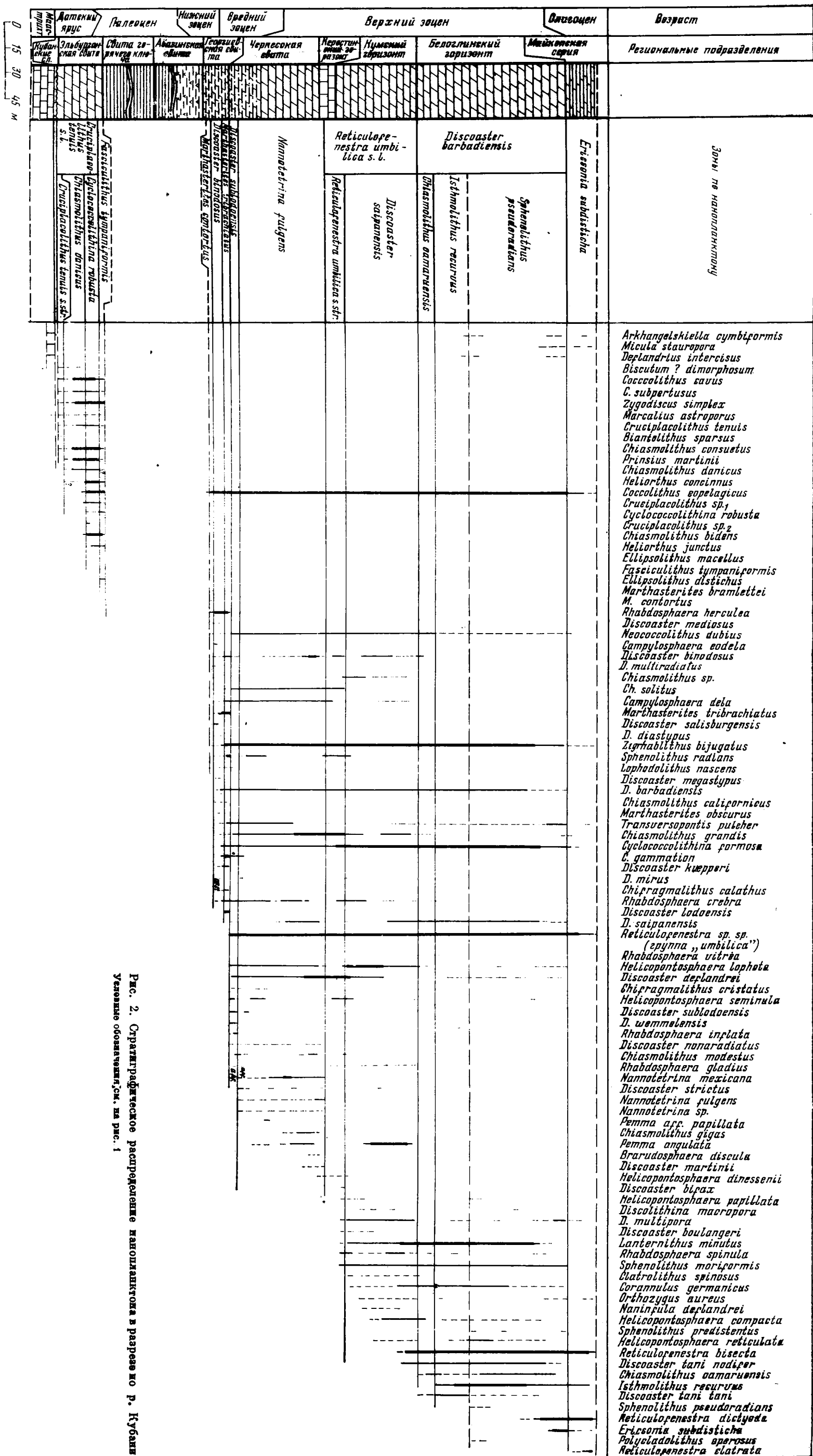
Формы, морфологически близкие к *R. umbilica* (Levin), были обнаружены значительно ниже этого уровня и рассматриваются в настоящей статье пока вместе с *R. umbilica* (Levin) — *Reticulofenestra* sp. sp. (группа «*umbilica*»). Тем не менее граница между зонами *Nannotetrina fulgens* и *Reticulofenestra umbilica* s. l. устанавливается вполне определенно, поскольку на этом же уровне исчезают *Nannotetrina fulgens* (Str.), *Discoaster martinii* Str., исчезают или заметно уменьшают численность *Discoaster wemmelensis* Achutan et Str. и *Nannotetrina mexicana* (Str.).

Нижняя подзона — *Reticulofenestra umbilica* s. str. — характеризуется обедненным комплексом, где отсутствуют или единичны названные выше виды. В верхней части подзоны появляются единичные и редкие *Discolithina multipora* (Kamp.), *Sphenolithus moriformis* (Bronn. et Str.), *Rhabdosphaera gladius* Lock., *Lanternithus minutus* Str.

Для подзоны *Discoaster saipanensis* характерны *Lanternithus minutus* Str. (массовая форма), *Rhabdosphaera spinula* Levin, *Naninfula deflandrei* (Perch-Niels.), *Corannulus germanicus* Str. *Orthzygus macroporus* (Defl.), *O. aureus* (Str.), *Helicopontosphaera reticulata* (Braml. et Wilc.) и другие; в верхней части подзоны — *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohl. et Wade), *Discoaster tani nodifer* Braml. et Riedel, *Helicopontosphaera compacta* (Braml. et Wilc.) и другие. У основания подзоны из разреза практически исчезает *Chiasmolithus solitus* Braml. et Sull.

Зона *Discoaster barbadiensis* — интервал от появления *Chiasmolithus oamaruensis* (Defl.) до исчезновения *Discoaster barbadiensis* Tan и *D. saipanensis* Braml. et Riedel — соответствует белоглинскому горизонту (верхний эоцен). Основным элементом комплекса этой зоны становятся виды, появившиеся в подзоне *Discoaster saipanensis*. Нижняя граница зоны определяется появлением *Chiasmolithus oamaruensis* (Defl.), *Discoaster tani tani* Braml. et Riedel, уменьшением численности *Chiasmolithus grandis*





Braml. et Sull. Вблизи этой границы исчезает целый ряд видов, характерных для более древних зон: *Campylosphaera dela* (Braml. et Sull.), *Sphenolithus radians* Defl. и другие.

Зона делится на три подзоны: подзона *Chiasmolithus oamaruensis* — интервал от появления *Ch. oamaruensis* (Defl.) до появления *Isthmolithus recurvus* Defl., подзона *Isthmolithus recurvus* — интервал от появления *I. recurvus* Defl. до появления *Sphenolithus pseudoradians* Braml. et Wilc. и подзона *Sphenolithus pseudoradians* — интервал от появления *Sph. pseudoradians* Braml. et Wilc. до исчезновения *Discoaster barbadiensis* Tan. и *D. saipanensis* Braml. et Riedel. Отличия подзон между собой незначительны. Подзона *Isthmolithus recurvus* выделяется только по появлению одноименного вида. Для нижней части подзоны *Sphenolithus pseudoradians* характерны единичные находки *Sph. pseudoradians* Braml. et Wilc. для верхней части — появление многочисленных *Reticulofenestra dictyoda* (Defl. et Fert), *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay). Установление в разрезе верхней границы этой зоны имеет большое принципиальное значение, поскольку именно исчезновение *Discoaster barbadiensis* Tan и *D. saipanensis* Braml. et Riedel, последних представителей группы «примитивных» розетковидных дискоастеров, служит одним из критериев проведения границы эоцена и олигоцена в Средиземноморье. В верхней части зоны эти виды очень редки, тем не менее уровень их исчезновения устанавливается вполне определенно и совпадает с границей белоглинского горизонта и майкопской серии.

Зона *Ericsonia subdisticha* — интервал от исчезновения *D. barbadiensis* Jan до исчезновения *Cyclococcolithina formosa* (Kamp.) — соответствует самой нижней части (10—15 м) майкопской серии. Характеризуется обедненным комплексом. Верхнюю границу зоны установить не удастся из-за отсутствия нанопланктона в вышележащих отложениях.

Разрез по р. Кубани (рис. 2) решением МСК избран в качестве паратипического для палеогена Юга СССР. Выше маастрихтских известняков здесь выделяется кубанский горизонт — розоватые окремненные известняки (датский ярус); эльбурганская свита — зеленовато-серые мергели (датский ярус — нижний палеоцен); свита Горячего ключа — черные бескарбонатные аргиллиты и алевролиты (нижний палеоцен — верхний палеоцен); абазинская свита — серые бескарбонатные аргиллиты и алевролиты с кремнистыми прослоями (верхний палеоцен — нижний эоцен); георгиевская свита — зеленовато-серые карбонатные алевролиты (нижний эоцен — средний эоцен); черкесская свита — зеленовато-серые карбонатные песчаные алевролиты, перекрывающиеся зеленоватыми мергелями (средний эоцен — верхний эоцен); керестинский горизонт — переслаивание зеленоватых мергелей и известняков (верхний эоцен); кумский горизонт — кофейные мергели (верхний эоцен); белоглинский горизонт — белые мергели (верхний эоцен). Вышележащие майкопские глины, как и в разрезе по р. Хеу, карбонатны в своей самой нижней части (до остракодового пласта включительно).

Всего изучено около 250 образцов, из них определено почти 150 видов нанопланктона. Из известняков кубанского горизонта (датский ярус) нанопланктон выделить не удалось. Эльбурганской свите (датский ярус — нижний палеоцен) соответствует зона *Cruciplacolithus tenuis* s. l. с тремя отчетливо выделяющимися подзонами. В самой кровле свиты (темно-серые глинистые мергели, по своему облику переходные к породам свиты Горячего ключа) обнаружен комплекс нанопланктона зоны *Fasciculithus tumpuriformis*. Бескарбонатные аргиллиты и алевролиты свит Горячего ключа и абазинской (нижний палеоцен — нижний эоцен) не содержат нанопланктона, отсутствует он и в основании георгиевской свиты (нижний эоцен — средний эоцен).

Выше по разрезу выделяются верхняя часть зоны *Marthasterites con tortus* и зоны *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatus*. Отложе-

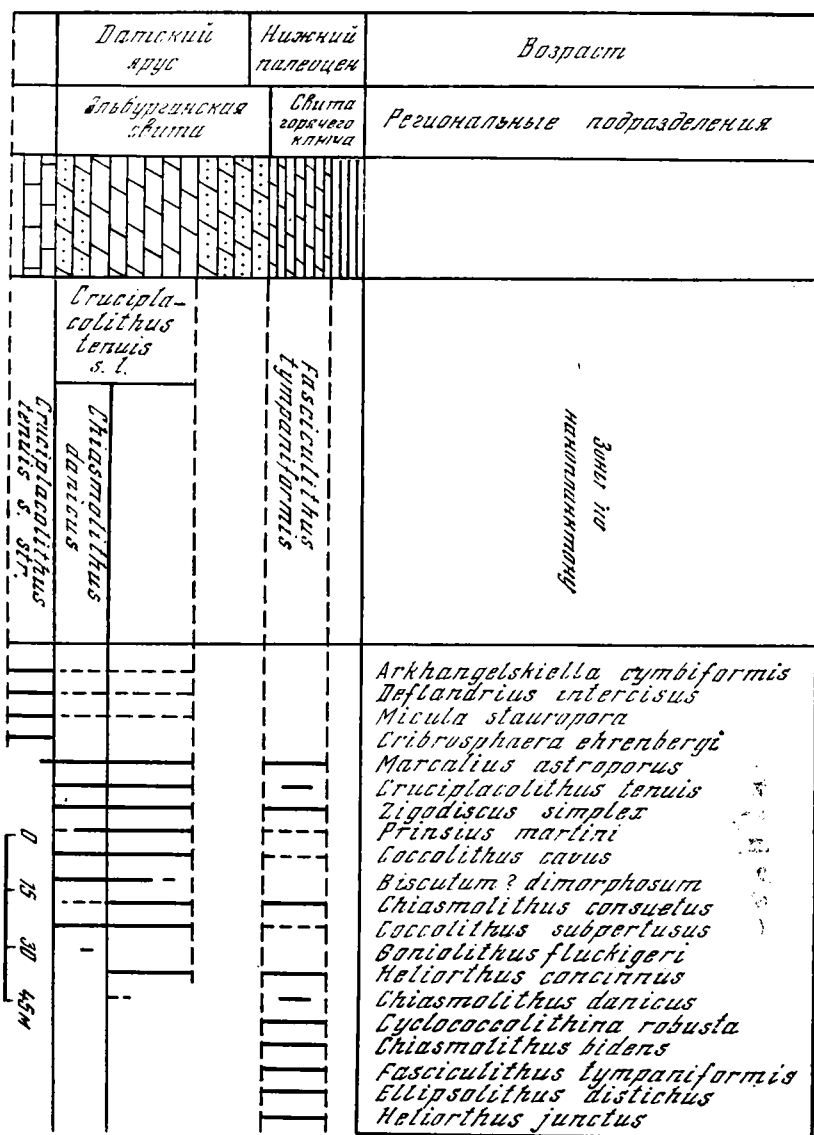


Рис. 3. Стратиграфическое распределение нанопланктона в разрезе по р. Дарье
Условные обозначения см. на рис. 1

ния черкесской свиты (средний эоцен — верхний эоцен) залегают с размывом, в результате чего из разреза полностью выпадает зона *Discoaster lodoensis* Я, судя по всему, нижняя часть зоны *Discoaster sublodoensis* (зафиксировано присутствие только ее верхней подзоны *Rhabdosphaera inflata*). Выделяющаяся выше последовательность зон и их соотношение с местными стратиграфическими подразделениями подобны таковым в разрезе по р. Хеу. Уровень исчезновения *Discoaster barbadiensis* Тап и *D. saipanensis* Braml. et Riedel здесь также совпадает с границей белоглипского горизонта и майкопской серии.

К рассмотренному разрезу близок разрез по р. Дарье (рис. 3). Здесь нанопланктон изучался из 70 образцов из кровли маастрихтских отложений, эльбурганской свиты и свиты Горячего ключа. Датско-палеоценовый комплекс включает 19 видов. Нижняя и средняя части эльбурганской свиты отвечают подзонам *Cruciplacolithus tenuis* s. str. и *Chiasmolithus*

danicus. В верхней части свиты, представленной крепкими (вероятно, окремненными) песчанистыми мергелями, нанопланктон не обнаружен. Нижняя, карбонатная в этом разрезе, часть свиты Горячего ключа соответствует зоне *Fasciculithus tympaniformis*.

Разрез по р. Сулаку (Восточное Предкавказье) (рис. 4) имеет совершенно отличный тип строения. Здесь выделяются: 1 — крепкие светлосерые известняки (нижний палеоцен); 2 — пестрые мергели (нижний палеоцен — средний эоцен); 3 — зеленые мергели (средний эоцен — верхний эоцен). Последняя толща перекрывается отложениями кумского горизонта (верхний эоцен). Из толщ 1—3 изучено 145 образцов.

В целом здесь содержится очень бедный комплекс нанопланктона, включающий около 50 видов (в разрезе по р. Хеу в соответствующем стратиграфическом интервале определено свыше 100 видов). В разрезе отсутствует ряд характерных форм, в том числе и некоторые виды, появление которых определяет границы отдельных зон или подзон.

В толще известняков нанопланктон удалось обнаружить лишь у самой кровли. По своему видовому составу этот комплекс может быть отнесен к самой верхней части зоны *Cruciplacolithus tenuis* s. l. либо, возможно, к нижней части зоны *Fasciculithus tympaniformis*. Основание пестрых мергелей соответствует зоне *Fasciculithus tympaniformis*.

Зону *Heliolithus kleinpellii* здесь выделить не удастся из-за отсутствия в разрезе *Heliolithus kleinpellii* Sull. и других видов, характеризующих этот интервал. Возможность выпадения зоны в результате перерыва в осадконакоплении исключена, пропуск ее из-за недостаточно детального отбора образцов маловероятен.

Выше, несмотря на общую видовую обедненность комплексов, достаточно уверенно выделяется стандартная последовательность зон: *Discoaster gemmeus*, *Heliolithus riedeli*, *Discoaster multiradiatus*, *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis* и *Discoaster sublodoensis*. Из-за отсутствия в вышележащих отложениях *Nannotetrina fulgens* (Str.) верхняя граница последней зоны проводится по исчезновению *Discoaster sublodoensis* Braml. et Sull. Верхняя часть свиты зеленых мергелей соответствует зоне *Nannotetrina fulgens* и, возможно, какой-то части зоны *Reticulofenestra umbilica*.

Из рассмотренных разрезов интерес представляет разрез по р. Хеу. Здесь, при разнообразной флоре нанопланктона, представляется редкая возможность наблюдать непрерывную последовательность зон от датского яруса до низов олигоцена. Разрез по р. Кубань с этой точки зрения менее интересен. Отсутствие нанопланктона в интервале, соответствующем свитам Горячего ключа и абазинской, стратиграфический перерыв на границе георгиевской и черкесской свит делает этот разрез мало пригодным в качестве опорного при изучении нанопланктона Северного Кавказа.

Изучение палеогенового нанопланктона Северного Кавказа позволяет сделать следующие выводы.

Общий видовой состав палеогенового нанопланктона Северного Кавказа и его стратиграфическое распределение такие же, как и в других районах Мира. Отличия выражаются преимущественно лишь в сокращенных интервалах вертикального распространения отдельных видов.

Выделяемая в рассмотренных разрезах последовательность смены комплексов нанопланктона стандартна и совершенно идентична последовательности, известной из ряда разрезов Европы, Южного Средиземноморья, Америки и в огромном количестве разрезов скважин глубоководного бурения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Следовательно, можно говорить о возможности выделения в палеогене Северного Кавказа — и, вероятно, всего Юга СССР (с карбонатными палеогеновыми отложениями) — зональных подразделений международной шкалы. Последний вывод особенно важен, поскольку до недавнего времени для этой цели реально могли быть использованы лишь планктонные фораминиферы.

- Алимарина В. П. 1963. Некоторые особенности развития планктонных фораминифер в связи с зональным расчленением нижнего палеогена Северного Кавказа.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 7.
- Григорovich А. С. 1974. К характеристике микрофитопланктона верхнеэоценовых отложений Крыма, Центрального Предкавказья и Южных Ергеней. В сб.: *Микрофоссилии СССР*. Новосибирск, «Наука».
- Крашенинников В. А., Музылев Н. Г. 1975. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и нанопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа.— *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 18.
- Леонов Г. П., Алимарина В. П. 1964. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. Изд-во МГУ.
- Малышек В. Т. 1948. Кокколитофориды—породообразующие фораминиферовой свиты Северного Кавказа.— *Докл. АН СССР*, 59, № 2.
- Шамрай И. А. 1949. Микросферолитовые известняки в нижнем течении Дона и на Северном Кавказе.— *Докл. АН СССР*, 67, № 6.
- Шамрай И. А. 1963. Некоторые формы верхнемеловых и палеогеновых кокколитофоров и дискоастров на юге Русской платформы.— *Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка*, № 4.
- Шамрай И. А., Лазарева Е. П. 1956. Палеогеновые Coccolithophoridae и их стратиграфическое значение.— *Докл. АН СССР*, 108, № 6.
- Шамрай И. А., Челмокаева С. С. 1969. Кокколитофориды верхнеэоценовых отложений Северных Ергеней и их стратиграфическое значение. В сб.: *Геологическое строение и минеральносырьевая база Волго-Донского региона*. Ростовский ун-т., Ростов-на-Дону.
- Шуцкая Е. К. 1956. Стратиграфия нижнего палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам.— *Труды ИГН АН СССР*, вып. 164, геол. серия (№ 71).
- Шуцкая Е. К. 1970. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии. М., «Недра».
- Bramlette M. N., Martini E. 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossil between the Maastrichtian and Danian.— *Micropaleontology*, 10, N 3.
- Bukry D. 1971. Cenozoic calcareous nanofossils from the Pacific Ocean.— *Trans. San Diego Soc. Natur. History*, 16, N 14.
- Bukry D. 1973. Lower-latitude coccolith biostratigraphic zonation.— *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 15.
- Bukry D., Bramlette M. N. 1970. Coccolith age determination. Leg 3.— *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 3.
- Gartner S. Jr. 1971. Calcareous nanofossils from the JOIDES Blake Plateau cores, and revision of paleogene nanofossil zonation.— *Tulane studies in Geology and Paleontology*, 8, N 8.
- Haq B. 1972. Paleogene calcareous nanoflora. Part IV. Stockholm Contributions in Geology, v. XXV.
- Hay W. W., Mohler H. P., Roth P. H., Schmidt R. R., Boudreaux J. E. 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean Antillean area and transoceanic correlation.— *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, v. 17.
- Hay W. W., Mohler H. P., Wade M. 1966. Calcareous Nanofossils from Nalchik (Northwest Caucasus).— *Eclogae geologicae Helvetiae*, 59, N 1.
- Martini E. 1970. Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation.— *Nature*, 266, N 9.
- Martini E. 1971. Standart tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation.— *Proc. II Planctonic Conf.*, Roma, 1970.
- Roth H., Baumann P., Bertolino V. 1971. Late Eocene — Oligocene calcareous nannoplankton from Central and Northern Italy.— *Proc. II Planctonic Conf.*, Roma, 1970.

The role of Nannoplankton for the zonal subdivision of Paleogene deposits of the USSR South

N. G. Muzylev

Stratigraphic distribution of nannoplankton in four sections of the Danian — Oligocene deposits of the Central (the Kuban, Kheu and Darya rivers) and East (the Sulak river) Fore-Caucasian has been studied. A standard succession of the zones has been distinguished: 1 — the *Cruciplacolithus*

tenuis zone with three subzones (Danian stage — Lower Paleocene); 2 — *Fasciculithus tympaniformis* zone (Lower Paleocene); 3 — *Heliolithus kleinpellii* zone; 4 — *Discoaster gemmeus* zone; 5 — *Heliolithus riedeli* zone; 6 — *Discoaster multiradiatus* zone (Upper Paleocene); 7 — *Marthasterites contortus* zone (Upper Paleocene — Lower Eocene); 8 — *Discoaster binodosus* zone (Lower Eocene — Middle Eocene); 9 — *Marthasterites tribrachiatus* zone; 10 — *Discoaster lodoensis* zone; 11 — *Discoaster sublodoensis* zone (Middle Eocene); 12 — *Nannotetrina fulgens* zone (Middle Eocene — Upper Eocene); 13 — *Reticulofenestra umbilica* zone with two subzones; 14 — *Discoaster barbadiensis* zone with three subzones (Upper Eocene); 15 — *Erisconia subdisticha* zone (Lower Oligocene). The Eocene — Oligocene boundary coincides with that of the Beloglinsky horizon and Maikopskaya series.

И. В. ДОЛИЦКАЯ*(Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт)***О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ CALCISPHERULIDAE
В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ**

Исследование проблематичной группы кальцисферулид, широко распространенной в карбонатных образованиях мела зоны Тетиса, производится главным образом в шлифах. Как известно, методика изучения ископаемых микроостатков в шлифах разработана и применена для палеозойских фораминифер (Раузер-Черноусова, Фурсенко, 1937; Раузер-Черноусова и др., 1951). Мезо-кайнозойские микроископаемые выделяются из пород дезинтегрированием. Из твердых разностей, таких как микритовые либо афанитовые известняки, иногда перекристаллизованные, извлечь ископаемые не удается и их исследуют в шлифах. Способ определения органических остатков в шлифах привел к обнаружению простейших, стратиграфическая значимость которых довольно велика. Так, например, изучение кальционелл, относимых к тинтиннидам, сыграло решающую роль при проведении границы юры и мела (Edgell, 1971). В стратотипических разрезах Франции и Швейцарии, а также во многих регионах Альпийской геосинклинальной зоны эта граница проходит в плотных известняках титона и берриас-валанжина. Следует отметить, что впервые кальционеллы на Кавказе и Крыму были найдены Н. Б. Вассовичем (Vassoevitch, 1936) в пограничных слоях юры и мела. Им же отмечены в верхнемеловых известняках «сферы», известные в настоящее время как кальцисферулиды и играющие не менее важную роль в стратиграфических и палеогеографических исследованиях.

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ КАЛЬЦИСФЕРУЛИД

Изучение кальцисферулид производится по случайным сечениям, полученным в шлифах. Небольшой размер раковин и массовое количество экземпляров дает возможность из многочисленных срезов выбрать medianные или близкие к ним, наиболее пригодные для определения. Однако по наклонным сечениям затруднительно бывает получить объективное представление об объеме вида и его изменчивости. Методика реконструкции ориентированных сечений кальцисферулид разработана Е. Андри (Andri, 1972), предлагающим строить основные из них геометрическим способом. Подобный метод, применимый, как полагает автор, к организмам с осевой симметрией, дает возможность создать реальные модели отдельных раковин.

Помимо наблюдения кальцисферулид в шлифах в проходящем свете проводятся электронномикроскопические исследования, позволяющие детально изучить строение и структуру стенки (Banner, 1972; Andri, Aubry, 1973a). Подготовка образцов ведется особым образом и подробно описана Е. Андри и М. П. Обри (Andri, Aubry, 1973b). Авторы указывают, что тонкие пластинки пород полируют, отмывают и погружают в слабую соляную кислоту. После опыления металлом они могут быть сфотографированы. Подчеркивается необходимость связи наблюдений объекта обычным способом в шлифе и под электронным микроскопом. Для этого шлиф изготавливается без покровного стекла, затем алмазным цилиндром из него вырезается намеченный участок, который должен в дальнейшем подвергнуться электронномикроскопическим исследованиям. Подобный способ очень важен для выяснения деталей строения стенки раковины, имеющих таксономическое значение.

Особо следует остановиться на результатах наблюдения под электронным микроскопом отдельных целых экземпляров, извлеченных из мягких пород дезинтегрированием. Таким путем Г. Болли (Bolli, 1974) исследовал материал глубоководного бурения из западной части Индийского океана. Хорошо сохранившиеся овальные и сферические формы, обнаруженные в неконсолидированных глинах, рассматривались с помощью сканирующего электронного микроскопа SEM. Преимущество метода изучения целых раковин заключалось в том, что отчетливо распознавалась апертура, не всегда видимая в шлифах, структура стенки раковины, сложенной одним или тремя слоями, расположение и форма кристалликов кальцита, слагающих стенку. С помощью SEM более точно определяются размер и форма раковины, а также апертуры. Г. Болли указывает на важность сравнения признаков, наблюдаемых под электронным микроскопом и в шлифах. Придавая первостепенное значение при диагностике таксонов строению внутренней и наружной поверхностей стенки, Г. Болли подошел к пересмотру систематического положения отдельных родов.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАЛЬЦИСФЕРУЛИД

Широкое распространение кальцисферулид в меловых породах области Тетиса, а также однообразие их видового состава позволяют коррелировать и идентифицировать отложения отдаленных регионов. Как указал Ж. Колом (Colom, 1955), присутствие кальцисферулид (под названием «олигостегин» и «фиссурин») отмечается в альбе, сеномане, туроне и нижнем сеноне Альпийской геосинклинальной зоны. Ф. Боне (Bonet, 1956) выявил стратиграфические интервалы распространения отдельных видов в верхнемеловых отложениях Мексики (см. табл.), где развитие кальцисферулид главным образом соответствует альбу-сеноману — раннему сенону. Для вида *Pithonella ovalis* (Kaufm.) этот автор указывает более широкий диапазон, охватывающий также сантон, кампан и маастрихт. В работе Айала-Кастанарес (Ayala-Castanares, 1959) по Карибскому бассейну отмечено присутствие *P. ovalis* в альбе-маастрихте Гаити и *P. trejoi* Bonet в отложениях альба, верхнего турона, кампана; оба вида встречаются в ассоциации с планктонными фораминиферами. Описанный из кампанских (?) и маастрихтских отложений Кубы *Stomiosphaera cardiiformis* (Ayala-Castanares, Seiglie, 1962) обнаружен вместе с орбитоидами, такими как *Vaughanina*, *Pseudoorbitoides*, *Rhabdorbitoides*. Следует отметить, что некоторые представители рода *Stomiosphaera* с формой раковины в виде сердца в дальнейшем были отнесены Т. Дюфуром (Dufour, 1968) к новому роду *Bonetocardiella*.

Находки кальцисферулид хорошо известны в Средиземноморье. Описывая микрофауны мела в Югославии, Р. Радойич (Radojicic, 1960) выделяет известняки с *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica* и планктонными фораминиферами в нижнем сеноне. В Италии, а также в Парижском

бассейне, в верхнемеловых отложениях обнаружены представители кальцисферулид, интервал распространения которых довольно определенный (см. табл.) (Bignot, Lezaud, 1964; Andri, 1972).

Известняки Пелагонийской зоны Греции содержат *Pithonella ovalis* (Kaufm.), *P. cf. sphaerica* (Kaufm.), *Calcisphaerula* sp. и редкие глоботрунканы — *Globotruncana ex. gr. lapparenti* Brotzen, *G. helvetica* Bolli, *G. stephani turbinata* Reichel, *G. cf. renzi* Gand. верхнетуронского или коньякского возраста (Bignot et al., 1971).

В карбонатных породах, относимых к вракон-сеноману и турону? провинции Мурсия Испании, обнаружены *Stomiosphaera betica* Azema, *S. conoidea* Bonet, *S. sphaerica* (Kaufm.), *Pithonella ovalis* (Kaufm.), *P. trejoi* Bonet вместе с планктонными фораминиферами (Azema, 1966).

Стратиграфическое изучение ассоциаций «олигостегин» Люрестанской провинции Ирана привело к выделению зоны *Stomiosphaera*—*Rotalipora* в альб-туроне и подразделению ее на две подзоны: *Stomiosphaera conoidea* (внизу) и *Calcisphaerula innominata* (вверху) (Adams et al., 1967).

На территории Западных Карпат исследованиями К. Борза (Borza, 1961, 1969, 1972), а также О. Самуэля, К. Борза и Е. Колера (Samuel, Borza, Köhler, 1972) выявлены ассоциации микроископаемых в мезокайнозое, характеризующие определенные микрофации. Например, в альбе установлены микрофации с *Globigerina*—*Calcisphaerula*. Микрофации с *Pithonella* отвечают кампанским конгломератам, но известны также из сенокских рифовых известняков. Микрофации со *Stomiosphaera*—*Calcisphaerula* выделены в переотложенных граувакках кампанского и нижнеэоценового возраста. Кроме того, К. Борза (1969) пришел к выводу, что распространение микроископаемых в верхней юре и нижнем мелу клипсовой зоны Карпат аналогично тому, что наблюдается в Средиземноморской геосинклинальной зоне.

В Польских Карпатах отмечены находки *Pithonella* в мергелистых известняках сеномана, турона—нижнего сенона (Nowak, 1963).

Из микритовых известняков флиша Восточных Карпат описаны микрофации с *Pithonella ovalis* туронского-нижнесенонского возраста вместе с *Calcisphaerula innominata*, планктонными фораминиферами, радиоляриями, спикулами губок (Misu, 1973).

Верхнеальбские и нижнесенонские отложения Венгрии содержат *Calcisphaerula*, *Pithonella* и *Stomiosphaera* (Knauer, 1970).

Помимо Альпийской геосинклинальной зоны, кальцисферулиды известны из платформенных областей ГДР (Locker, 1967) и Великобритании (Banner, 1972).

Наконец, нельзя не остановиться на нахождении кальцисферулид в керне скважин, пробуренных в западной части Индийского океана. Описанные Г. Болли (Bolli, 1974) *Pithonella krashennikovii*, *P. johnstonei* и *P. cooki* встречаются в отложениях, возможно, коньяк-сантонского возраста (см. табл.) вместе с планктонными фораминиферами. Кроме того, им выделено шестнадцать новых видов из образований верхней юры и нижнего мела.

В пределах Советского Союза распространение кальцисферулид во многом остается невыясненным. Уже упомянутые данные Н. Б. Вассоевича (Vassoevitch, 1936) о присутствии «сфер» на Кавказе в дальнейшем были подтверждены Б. М. Келлером (1946), описавшим два вида рода *Pithonella* из верхнемеловых отложений Западного Кавказа.

Представители этого же рода обнаружены в гальках меловых пород из конгломератовых прослоев палеогенового возраста на северном склоне Карпат (Линецкая, 1961), Г. В. Бойчук и А. М. Волошиной (1971) кальцисферулиды встречены в туроне и коньяке Воыно-Подоллии.

Несмотря на многочисленные исследования, систематическое положение кальцисферулид до сих пор не определено. На ранних этапах изучения представителей этой группы относили к фораминиферам. Как ука-

Т а б л и ц а

Стратиграфическое распределение кальцисферулид в альб-верхнемеловых отложениях

Семейство Calcisphaerulidae	Мексика, Куба (Bonet, 1956; Ayala-Castanares et Seiglie, 1962)					Иран (Adams et al., 1967)				
	альб-сеноман	турон-коньяк	сантон	кампан'	маастрихт	альб-сеноман	турон-коньяк	сантон	кампан	маастрихт
<i>Calcisphaerula innominata</i>										
<i>C. innominata lata</i>										
<i>Stomiosphaera sphaertica</i>										
<i>Bonetocardiella conoidea</i> (включая <i>B. cardliiformis</i>)										
<i>B. betica</i>										
<i>Pithonella ovalis</i>										
<i>P. trejoi</i>										
<i>P. multicava</i>										
<i>P. perlonga</i>										
<i>P. krashennikovii</i>										
<i>P. johnstonei</i>										
<i>P. cooki</i>										
<i>P. nonarenzae</i>										
<i>P. helentappanae</i>										
<i>P. patriciagreeleyae</i>										
<i>P. loeblichii</i>										
<i>P. rockeri</i>										
<i>P. gustafsoni</i>										
<i>P. edgari</i>										
<i>P. robinsoni</i>										
<i>P. sheilasantawae</i>										
<i>P. francadecimae</i>										
<i>P. heitizleri</i>										
<i>P. veeversi</i>										
<i>P. quiltyi</i>										

зывает Ф. Беннер (Banner, 1972), фораминиферами их считали Кауфман в 1865 г., Лоренц в 1902 г., Эггер в 1909 г., Ваннер в 1940 г. Впоследствии Лёблик и Тэппен в 1964 г. рассматривали их как пелагические инфузории отряда Tintinnida вместе с родом *Calpionella* [впервые мысль о принадлежности кальпионелл к тинтиннидам высказал Ж. Колом (Colom, 1955)]. Однако Ф. Беннер исключает кальцисферулид из тинтиннид, считая, что по характеру немногослойной стенки они не могут выделять воротничок (logica), типичный для кальпионелл. Есть предположение, что кальцисферулиды представляют собой цистовую стадию водорослей (Bolli, 1974). Существует мнение и об их неорганической природе, в частности, сферических форм, образующих скопления в известняках. Между тем, как правильно установили Т. Адамс, М. Халили и А. Косрови Саид (Adams et al., 1967), нормальная эволюционная тенденция, а именно: возрастание размеров во времени — свидетельствует об их органическом происхождении.

Питонеллиды выделены в качестве самостоятельного семейства фораминифер Б. М. Келлером (1946).

Ф. Боне (Bonet, 1956) установил семейство Calcisphaerulidae, в состав которого вошли три рода: *Calcisphaerula*, *Stomiosphaera* и *Pithonella*. В дальнейшем К. Борза (Borza, 1969) род *Stomiosphaera* отнес к другому семейству Stomiosphaerulidae Wanner, 1940, а в составе семейства Calcisphaerulidae оставил роды *Calcisphaerula* и *Pithonella*. Кроме того, им описано семейство Cadosinidae Wanner, 1940, насчитывающее около двадцати видов, интервал распространения которых охватывает позднюю юру — ранний мел. Г. В. Бойчук и А. М. Волошина (1971) включают сфери-

**РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАЛЬЦИСФЕРУЛИД
В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
КАВКАЗА, КРЫМА И ГОРНОГО МАНГЫШЛАКА**

Находки кальцисферулид под различными наименованиями, такими как «сферовые» или «орбулинариевые» известняки не раз отмечались при петрографических исследованиях пород верхнего мела Кавказа. Как показали результаты изучения этих микроископаемых из разрезов скважин Горного Дагестана, они встречаются во всей толще верхнемеловых пород, представленных исключительно твердыми микритовыми известняками (Андрющенко, Долицкая, 1975). Просмотр около 300 шлифов показал, что существует определенная тенденция в смене комплексов кальцисферулид во времени. Наиболее насыщены ими отложения турона и коньяка, где обнаружены *Pithonella ovalis* (Kaufm.) и *Calcisphaerula innominata* Bonet совместно с планктонными фораминиферами. Кампанские отложения содержат крупные раковины — *Calcisphaerula innominata lata* Adams, Khalili et Khosrovi Said, *Pithonella multicava* Borza, *P. trejoi* Bonet, но в меньшем количестве экземпляров. Изменяется и соотношение овальных и сферических форм: преобладающие в туроне и коньяке овальные экземпляры уступают место сферическим. В породах маастрихта присутствуют *Calcisphaerula* sp., реже *Pithonella multicava* и *P. trejoi*, а также *Bonetocardiella conoidea* (Bonet). Подобная смена комплексов сохраняется и в разрезах Предкавказья, в Ставропольском крае, что позволяет коррелировать разновозрастные образования.

Карбонатные отложения сеномана, турона и сантона Крыма, в особенности их плотные фарфоровидные разности, также содержат кальцисферулиды, хотя они обнаружены лишь в 10 шлифах из просмотренных 60. В известняках сеномана и турона горы Кременной, а также верхнего турона горы Кизил-Чугир (окрестности г. Бахчисарая, Горный Крым) встречаются *Calcisphaerula innominata* Bonet и *Pithonella ovalis* (Kaufm.). Причем представители первого вида преобладают в сеномане, а второго в туроне. Планктонные фораминиферы крайне многочисленны в рассматриваемой толще пород, но в образцах с кальцисферулидами их количество заметно сокращается. На Тарханкутском полуострове аналогичные виды (*C. innominata* и *P. ovalis*) обнаружены в отложениях сеномана? — турона разрезов скважин, судя по материалам А. Е. Каменецкого и В. Е. Железняк (табл. III, фиг. 1). В образованиях, относящихся к сантону, присутствуют *Calcisphaerula innominata lata*. Кампанские и маастрихтские породы, содержащие почти исключительно бентосные фораминиферы (Долицкая, 1972), практически лишены кальцисферулид. Хотелось бы еще раз подчеркнуть, что в этих же отложениях Горного Дагестана и Предкавказья, в отличие от Горного Крыма, рассматриваемые микроископаемые встречаются довольно часто. Так, скопления сферических форм обнаружены в известняках кампана (табл. IV, фиг. 1), а в маастрихтских образованиях при общем уменьшении численности видовой состав сравнительно разнообразен (табл. V, фиг. 2). В большинстве случаев доминирование кальцисферулид ассоциируется с высоким содержанием планктонных фораминифер. Как и следует ожидать, обеднение происходит в отложениях относительно более мелководного характера. Между тем наиболее чистые разности известняков глубоководного типа, где развиты исключительно планктонные фораминиферы, также не содержат кальцисферулид. Распространение этих микроископаемых определяется фациальными условиями, являющимися в ряде случаев промежуточными между явно мелководными и глубоководными. Ранее вывод о развитии кальцисферулид вдоль наружного края шельфа был сделан Т. Адамсом и др. (Adams et al., 1967). Е. Андри среду осадконакопления определяет по литологическим признакам «как переходную, характеризующую внешнюю зону континентального плато» (Andri, 1972, стр. 30).

В пределах полуострова Мангышлак кальцисферулиды обнаружены в карбонатных породах верхнего мела на обширном материале, любезно представленном Л. Т. Климовой. К настоящему времени изучены разрезы Таучик на склоне хр. Северный Актау, Учкую и Тушебек на юге полуострова, а также расположенные на Красноводском полуострове Янгаджа (хр. Куба-Даг) и Огланлы (хр. Большой Балхан). Несмотря на то, что данные исследования кальцисферулид Мангышлака пока еще немногочисленны (микроископаемые содержатся в 74 шлифах), все же они подтверждают создавшееся представление об их стратиграфическом распространении. Массовое количество овальных и сферических форм встречено в белых мелоподобных известняках верхнего турона-коньяка разрезов Таучик и Тушебек. Присутствуют в основном *Pithonella ovalis* (Kaufm.) и *Calcisphaerula innominata* Bonet (табл. III, фиг. 2). Облик пород, переполненных питонеллами, настолько типичен и так напоминает тот, что наблюдался в Горном Дагестане и Крыму в отложениях того же возраста, что может быть использован в корреляционных целях.

Следующие достаточно характерные формы кальцисферулид наблюдались в отложениях кампана разрезов Таучик, Тушебек и Учкую. При общем сокращении численности микроископаемых доминируют *Calcisphaerula innominata lata* Adams, Khalili et Khosrovi Said. Спорадически присутствуют *Pithonella multicava* Borza. Важно отметить, что ассоциации из одновозрастных образований южных разрезов (Огланлы и Янгаджа) гораздо разнообразнее, а раковины имеют более крупные размеры: *Calcisphaerula innominata lata*, *Pithonella multicava*, *P. ovalis*, *P. trejoi* Bonet и *Bonetocardiella* sp. (табл. IV, фиг. 2; табл. V, фиг. 1).

Что касается пород сантона, то они содержат единичные экземпляры *Calcisphaerula innominata* (разрез Тушебек) и пока еще по кальцисферулидам неотделимы от кампана.

В маастрихтских известняках разрезов Таучик, Тушебек и Учкую кальцисферулиды представлены *Calcisphaerula innominata lata*, *Pithonella* sp. (близкая к *P. multicava*), а также характерными *Bonetocardiella conoidea* (Bonet), иногда в значительном числе экземпляров. Попутно следует заметить, что появление последнего вида в маастрихте совпадает со временем его развития на территории Горного Дагестана. Гораздо богаче в количественном отношении ассоциации из маастрихта разреза Огланлы, подобно тому, что наблюдалось при изучении кампанских кальцисферулид. Напрашивается вывод, до некоторой степени предварительный, что численность и разнообразие микроископаемых, содержащихся в породах кампана и маастрихта, возрастают в южном направлении — к Большому Балхану и Куба-Дагу. Скорее всего, это явление обусловлено фациальными причинами и в первую очередь тепловодностью бассейна.

Кальцисферулиды Мангышлака изучены пока еще недостаточно. Тем не менее первые результаты уже показывают, что они присутствуют во всей толще пород верхнего мела, в каждом из просмотренных разрезов. Намечается довольно определенная стратиграфическая приуроченность видов, хотя и требующая уточнения. Обращает на себя внимание тот факт, что последовательность в смене ассоциаций во времени, замеченная в разрезах Горного Дагестана, сохраняется и на Мангышлаке. Стратиграфическое распределение кальцисферулид имеет немаловажное значение при расчленении разрезов.

В пределах Горного Крыма рассматриваемые микроископаемые обнаружены в сеноман-сантонских отложениях, между тем как породы кампана и маастрихта содержат только бентосные фораминиферы. Распространение кальцисферулид во многом ограничено фациальной обстановкой бассейна, но это свойство в свою очередь играет положительную роль при палеогеографических реконструкциях.

Широкая встречаемость исследуемых планктонных организмов в карбонатных породах мела таких регионов, как страны Карибского бассейна,

Средиземноморья, Крымско-Карпатской зоны, а также Кавказа, Мангышлака и других, достаточное однообразие видового состава, предполагают возможность корреляции на больших расстояниях. Особенное значение приобретают находки кальцисферулид в карбонатных образованиях юры и мела западной части Индийского океана. Эти данные расширяют стратиграфический диапазон рассматриваемой группы и дают основание использовать ее, наряду с другими ископаемыми, для сопоставления осадков океанических впадин и континентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрющенко А. И., Долицкая И. В. 1975. Распространение Calcisphaerulidae (Problematica) в верхнемеловых отложениях северной части Горного Дагестана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 50, № 5.
- Бойчук Г. В., Волошина А. М. 1971. О питонеллидах из верхнемеловых отложений Волинс-Подольи.— Палеонтол. сб., № 8, Львов.
- Долицкая И. В. 1972. Особенности фациального распределения фораминифер в верхнемеловых отложениях Горного Крыма.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Келлер Б. М. 1946. Фораминиферы верхнемеловых отложений Сочинского района.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 2 (3).
- Линецкая Л. В. 1961. О находках верхнемеловых пород с *Pythonella* в палеогеновых конгломератах северного склона Карпат.— Палеонтол. сб., № 1, Львов.
- Раузер-Черноусова Д. М., Фурсенко А. В. 1937. Определитель фораминифер нефтеносных районов СССР, ч. I. М.— Л., изд-во ОНТИ НКТП СССР.
- Раузер-Черноусова Д. М., Киреева Г. Д., Леонтович Г. Е., Грызлова Н. Д., Сафонова Т. П., Чернова Е. И. 1951. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. М., Изд-во АН СССР.
- Adams T. O., Khalili M., Khosrovi Said A. 1967. Stratigraphic significance of some oligosteginid assemblages from Lurestan Province, northwest Iran.— Micropaleontology, 13, N 1.
- Andri E. 1972. Mise au point et données nouvelles sur la famille des Calcisphaerulidae Bonet 1956: les genres *Bonetocardiella*, *Pythonella*, *Calcisphaerula* et «*Stomiosphaera*».— Rev. micropaleontol., 15, N 1.
- Andri E., Aubry M. 1973a. Recherches sur la microstructure des tests de *Pythonella ovalis* (Kaufmann) et *Pythonella perlonga* Andri.— Rev. micropaleontol., 16, N 3.
- Andri E., Aubry M. 1973b. Nouvelles méthodes de préparation d'échantillons de roches en vue de leur étude au microscope électronique à balayage.— Rev. micropaleontol., 16, N 1.
- Ayala-Castanares A. 1959. Estudio de algunas microfósiles planctónicos de las calizas del Cretácico superior de la Republica Haiti.— Paleontol. Mexicana, N 4.
- Ayala-Castanares A., Seiglie G. A. 1962. *Stomiosphaera cardiformis* sp. nov. del Cretácico superior de Cuba.— Paleontol. Mexicana, N 12.
- Azema J. 1966. Observations sur la microfauune du Crétacé supérieur de la région de Fortuna, Préfêcture meridionale (province de Murcie, Espagne).— Compt. rend. Acad. Sci., 262., Ser. D, Paris.
- Banner F. T. 1972. *Pythonella ovalis* from the early Cenomanian of England.— Micropaleontology, 18, N 3.
- Bignot G., Fleury J. J., Guernet C. 1971. Sur la stratigraphie du Crétacé supérieur et du flysch en Eubée moyenne (zone pélagonienne, Grèce).— Bull. Soc. geol. de France (7), N 5—6.
- Bignot G., Lezard L. 1964. Contribution à l'étude des *Pythonella* de la Graie parisienne.— Rev. micropaleontol., 7, N 2.
- Bolli H. M. 1974. Jurassic and cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP Leg. 27, Eastern Indian Ocean.— Initial Rept. Deep Sea Drilling Project, 27.
- Bonet F. 1956. Zonification microfauistica de las calizas cretácicas del Este de Mexico.— Contrib. Assoc. Mex. Geol. Petrol., 20 Congr. Geol. Internat., Mexico.
- Borza K. 1961. Das Vorkommen der Gattungen *Stomiosphaera* Wanner, *Cadosina* Wanner und *Pythonella* Lorenz in den Westkarpaten.— Geol. Sbor., Slov. Acad., 12, N 1.
- Borza K. 1969. Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Verlag Slowakischen Akad. Wiss., Bratislava.
- Borza K. 1972. Neue Arten der Gattungen *Cadosina* Wanner, *Pythonella* Lorenz und *Palinosphaera* Reinsch aus der Oberen Kreide.— Geol. Sbor. Geologica Carpathica, 23, N 1.
- Colom G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area.— Micropaleontology, 1, N 2.
- Dufour T. 1968. Quelques remarques sur les organismes incertae sedis de la famille Calcisphaerulidae Bonet (1956).— Compt. rend. Acad. Sci., 266, N 19, Sér. D, Paris.
- Edgell H. S. 1971. Calpionellid stratigraphy and the Jurassic-Cretaceous bounda

- ry in south-east Iran.— Mem. Bur. rech. géol. et minières, N 75.
- Knauer J.* 1970. *Calcisphaerula*, *Pithonella* and *Stomiosphaera* from Middle Cretaceous beds of the Bacony Mountains.— Hung. Geol. Soc. Bull., 100.
- Locker S.* 1967. Die Sphären der Oberkreide und die sogenannte Orbularitfazies.— Geologie, 16, N 7.
- Micu M.* 1973. Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) in Cretacicul superior din semifereastra Bistritei (Carpatii Orientali).— Dări seamă sedint. Inst. geol. paleontol., 59.
- Nowak W.* 1963. *Pithonella ovalis* (Kaufmann) dans les Karpates de Flysch occidentales.— Soc. Geol. Pologne Ann., 33, N 3.
- Radoičić R.* 1960. Microfaciès du Crétacé et du Paléogène des Dinarides externes de Yougoslavie. Paleontol. Dinarides Yougoslavie. Sér. A: Micropaléontologie, kn. 4, sv. 1, Titograd.
- Samuel O., Borza K., Köhler E.* 1972. Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpatian). Geologický ústav Dionýza Stúra.
- Vassoevitch N.* 1936. Les roches à *Calpionelles* du Caucase et de la Crimée.— Compt. rend. Soc. géol. France, 6, N 10.

The possibility of using *Calcisphaerulidae* for stratigraphic purposes

I. V. Dolitskaya

Representatives of the problematic group of microfossils *Calcisphaerulidae* are widespread in carbonate deposits of the Cretaceous in the Tethys zone. Their study is carried out mostly on thin sections, as hard limestones developed in geosynclinal areas do not yield to desintegration. The paper gives stratigraphic distribution of calcisphaerulids in the countries of the Caribbean region, Iran, Mediterranean, Carpathians and in some platform areas. In the Soviet Union the calcisphaerulids have been found in Upper Cretaceous deposits of the Caucasus, Turonian and the lower part of the Cenomanian of the Crimea, in the Cretaceous carbonate section of the Mangyshlak. A successive change of associations of the concerned planktonic microorganisms in time has been outlined that enables subdivision of the sections and correlation of the latter on vast areas. The research methods used for studying the microfossils in thin sections allows to detect in Mesozoic hard rocks a group that can be used as a supplementary criterion for drawing the stratigraphic boundaries.

В. А. КРАШЕНИННИКОВ

(Геологический институт АН СССР)

**ЗНАЧЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ДЛЯ РАЗРАБОТКИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ
МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ
(Индийский океан)**

Во второй половине 1975 г. закончились исследования по Проекту глубоководного бурения в океанах (продолжением их будут исследования по Международной программе океанического бурения). К середине этого года корабль «Гломар Челленджер» совершил 42 рейса (начиная с августа 1968 г.), пересек в нескольких направлениях Атлантический, Тихий и Индийский океаны, посетил краевые моря (Карибское, Филиппинское, Японское, Коралловое, Тасманово, Мексиканский залив), провел буровые работы в Средиземном, Красном и Черном морях.

Скважины были пробурены в 381 районах Мирового океана. Самые северные из них приурочены к бореальным и полярным областям Атлантики (Норвежское и Гренландское моря, 76—68° с. ш.) и Тихого океана (южная часть Берингова моря и вдоль дуги Алеутских островов, 58—55° с. ш.). Самые южные скважины расположены вдоль берегов Антарктиды — в Индийском океане (Земля Уилкса, 63—59° ю. ш.) и Тихом океане (море Росса, море Беллинсгаузена, 77—65° ю. ш.), а также на юге Атлантического океана (Фолклендское плато, 50° ю. ш.).

Как же расценивать этот фактический материал? Конечно, 381 точка наблюдения (скважины) на безбрежную акваторию Мирового океана явно недостаточны для всестороннего понимания строения мезо-кайнозойского осадочного чехла. К тому же, большинство скважин локализуется в широтном поясе между 30° с. ш. и 30° ю. ш. Геологическая изученность мезо-кайнозойского осадочного чехла в океанах не может, разумеется, приблизиться к таковой на континентах.

Но, с другой стороны, эти скважины принесли колоссальный по своему объему фактический материал принципиальной новизны, знаменующий качественный скачок в наших знаниях о региональной стратиграфии мезо-кайнозойских отложений и хроностратиграфической шкале мезо-кайнозоя. В статье Сайто и Фаннелла (Saito, Funnell, 1971) подведены итоги изучения стратиграфии мезо-кайнозойских отложений океанов до начала работ по Проекту глубоководного бурения. Ими составлены карты местонахождений пород с микрофауной миоцена, олигоцена, эоцена, палеоцена и мела (образцы осадков получались с помощью глубоководных трубок или драгирования). Эти скудные и разрозненные данные находятся в резком контрасте с современными материалами Проекта глубоководного бурения.

водного бурения. Последние позволяют выяснить главные особенности стратиграфии и строения осадочного чехла океанических бассейнов.

Три научные проблемы следует считать наиболее важными, интересными и интригующими:

1) региональная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений океанических бассейнов — ее специфические черты и особенности, ее палеонтологическая основа;

2) зональная стратиграфическая шкала мела и кайнозоя по планктонным фораминиферам в океанах. Какие качественные изменения произошли в зональных шкалах, в стратиграфических представлениях, когда к данным по стратиграфии мела и кайнозоя континентов добавились обширные сведения по мезо-кайнозю океанов?;

3) строение чехла осадочных пород в океанических бассейнах — размещение пород различного возраста в океанах, размещение фаций, перемены в осадконакоплении и т. д. Смежной проблемой является значение стратиграфических исследований для реконструкции палеосреды и палеоклиматов.

Конечно, изучение осадочного чехла океанов позволяет расшифровать геологическую историю океанических бассейнов на протяжении мезо-кайнозойского времени. Однако специфические черты строения осадочного чехла предопределены тектоническими условиями возникновения и развития океанов. Следовательно, установив эти черты, можно высказать определенные аргументы в пользу тех или иных мобилистических или фиксистских тектонических теорий.

Автор принимал участие в четырех рейсах «Гломар Челленджера»: 6 (Гонолулу — Гуам, США, 1969) и 20 (Йокогама, Япония — Сува, Фиджи, 1971) в Тихом океане, рейсе 27 (Перт, Австралия — остров Тимор — Перт, 1972) в Индийском океане и рейсе 41 (Абиджан, Берег Слоновой Кости — Малага, Испания, 1975) в Атлантическом океане, что позволило познакомиться с полным разрезом мезозойских, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, вскрытых скважинами в океанах. Кроме того, нами изучалась микрофауна мезо-кайнозоя из некоторых рейсов «Гломар Челленджера», в которых участвовали советские специалисты: 24 в Индийском океане (Л. В. Дмитриев), рейсов 37 (Л. В. Дмитриев), 38 (Г. Б. Удинцев) и 39 (Ю. П. Непрочнов) в Атлантическом океане.

Собранные материалы весьма обширны и заслуживают опубликования в трех самостоятельных статьях, посвященных, соответственно, стратиграфии осадочного чехла Индийского, Атлантического и Тихого океанов. Предлагаемая статья касается стратиграфии мезо-кайнозойских отложений Индийского океана, поскольку к настоящему времени опубликованы тома всех рейсов «Гломар Челленджера» в этом океане. Рейс 20, в котором участвовал автор, проходил в восточной части Индийского океана; основной целью исследования было изучение мезозойских отложений. Напротив, рейс 24 «Гломар Челленджера» был приурочен к западной части Индийского океана (Джибути — о-в Маврикий), и скважины вскрыли прекрасные разрезы кайнозоя. Таким образом, научные результаты этих двух рейсов как бы дополняют друг друга. Пользуясь случаем, мы выражаем свою признательность Л. В. Дмитриеву за предоставление образцов осадков из рейса 24.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Обзор региональной стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Индийского океана, как и других океанических бассейнов, окраинных и внутренних морей, в известной мере затрудняется двумя обстоятельствами. Во-первых, для расчленения осадков этого возраста использовались различные стратиграфические схемы, в которых объемы зональ-

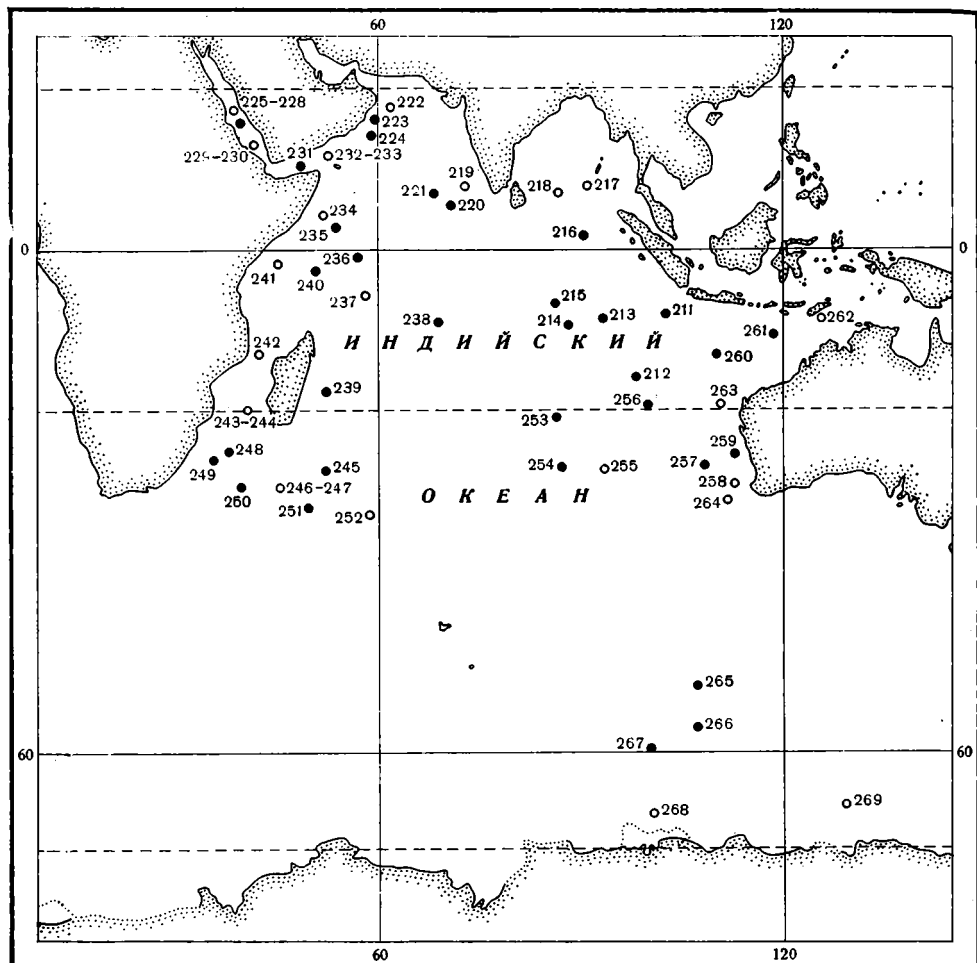


Рис. 1. Расположение скважин, пробуренных в Индийском океане с корабля «Гло-мар Челленджер»

Черным кружком обозначены скважины, вскрывшие фундамент, белым кружком — не достигшие фундамента

ных и более крупных стратиграфических единиц трактуются неодинаково. Во-вторых, даже при использовании одной и той же зональной шкалы наблюдается подчас различное понимание объема одноименных зон в связи с различным методическим подходом к их установлению. Однако обычно стратиграфические подразделения имеют хорошую палеонтологическую характеристику, что позволяет оценить их смысл и содержание. Мелкие же расхождения в интерпретации объема стратиграфических единиц могут оказать влияние на точность корреляции, но не меняют принципиальной картины стратиграфии.

В процессе семи рейсов «Гломар Челленджера» в акватории Индийского океана было пробурено 59 скважин. Расположение их показано на прилагаемой карте (рис. 1). Его нельзя считать равномерным — скважины тяготеют к восточной, северной и западной периферии Индийского океана; небольшое их число находится в центральной части океана; совсем редки скважины в южнобореальной и южнополярной областях океана. Вероятно, не будет ошибкой сказать, что геологическая изученность осадочного чехла в Индийском океане находится на более низком уровне, чем в Атлантическом и Тихом океанах. Но, как это ни парадоксально,

бурение в Индийском океане имело для хроностратиграфической шкалы мела и кайнозоя (по планктонным фораминиферам) больший «удельный вес», нежели аналогичные исследования «Гломар Челленджера» в Атлантическом и Тихом океанах. Дело в том, что именно в пределах двух последних областей Земного шара были разработаны принципиальные зональные шкалы мела, палеогена и неогена по планктонным фораминиферам (Средиземноморье, Мексиканский залив, Карибское море, Венесуэла, Новая Зеландия, Япония, Калифорния). Область же Индийского океана оставалась «белым пятном», ибо по периферии его отложения мела и кайнозоя пользуются относительно ограниченным распространением, а степень их изученности, в целом, невысока.

Так, для Восточной Африки существуют скудные сведения о стратиграфии палеогена по планктонным фораминиферам (о-в Мадагаскар, Танзания). Выходы палеогена и неогена занимают значительные площади на территории Сомали и юго-востока Аравийского полуострова, но они обычно мелководны и слабо изучены. Прекрасно развит палеоген в Пакистане, но стратиграфия мелководных фаций основывается главным образом на бентосных фораминиферах. В Индии мел, палеоген и неоген обнажаются в виде небольших пятен (Кач, Пондишери). На островах Индонезии кайнозой сложен мощными толщами терригенно-эффузивных пород с бентосными фораминиферами; лишь в отдельных разрезах миоцена Суматры и Явы установлена обычная последовательность комплексов планктонных фораминифер. В виде узкой полосы меловые и палеогеновые отложения обнажаются по западному побережью Австралии (бассейны Карнарвона и Перта); сокращенные их разрезы стратиграфически неполны, со многими перерывами. Почти то же самое можно сказать о разрезах палеогена и миоцена южной Австралии (бассейны Юкла и Виктория), где преобладают мелководные осадки с бентосной микрофауной.

В силу указанных причин оставалось неясным, насколько зональные шкалы по планктонным фораминиферам, разработанные для мела и кайнозоя области Атлантического и Тихого океанов, применимы для расчленения синхроничных отложений Индийского океана. Нельзя было исключить, что планктонная микрофауна рассматриваемой области отмечена чертами какого-то провинциализма (своеобразия). Как увидим впоследствии, бурение с корабля «Гломар Челленджер» однозначно решило этот вопрос.

В строении чехла осадочных пород в Индийском океане принимают участие отложения от позднечурских до современных. Ниже в краткой форме излагаются особенности их региональной стратиграфии.

Верхняя юра — нижний мел

Эти древнейшие отложения развиты в двух районах Индийского океана — на востоке вдоль побережья Австралии и на западе у юго-восточного берега Африки. Стратиграфия их изучена еще недостаточно детально.

У побережья Австралии осадки верхней юры — нижнего мела вскрыты скважинами 257, 258, 259, 260, 261, 263 (Veevers, Heirtzler, Krasheninnikov et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974).

В скв. 261 (абиссальная равнина Арго) разрез начинается бурными известковистыми аргиллитами с обильным нанопланктоном, перекрывающими базальты океанического фундамента (базальтовые брекчи, пиллоулавы, тонкозернистые трещиноватые базальты). Этот нормальный контакт эффузивных и осадочных пород осложняется силлом грубозернистых базальтов (10 м), секущих аргиллиты со следами обжига.

Базальные слои аргиллитов содержат нанопланктон оксфордского возраста (*Stephanolithion bigoti*, *Watznaueria manivitae*, *W. britannica*, *Discolithus salillum*). Выше в аргиллитах встречается тот же комплекс нанопланктона, но без *Stephanolithion bigoti*, что свидетельствует об их ким-

мериджском возрасте. Постепенно известковистость аргиллитов уменьшается, видовой состав наупланктона беднеет; присутствие *Parhabdolithus embergeri* указывает на титонский возраст. Мощность верхней юры не превышает 10 м.

Далее следует пачка слабоизвестковистых бурых аргиллитов с наупланктоном нижнемелового возраста (берриас, валанжин, готерив) — *Polycostella beckmanni*, *Rheinhardites fenestratus*, *Tubodiscus verenae*, *Micula infracretacea*, *Cruciellipsis cuvillieri*. Мощность 76 м.

Точное определение возраста позднеюрских-раннемеловых отложений абиссальной равнины Арго сопряжено с некоторыми трудностями. Помимо наупланктона в аргиллитах встречаются многочисленные призматические иноцерамы и довольно разнообразные известковые и агглютированные бентосные фораминиферы (астроризиды, саккамминиды, аммодисциды, хормозиниды, литуолиды, текстулярииды, трохамминиды, атаксофрагмиды, нодозарииды, полиморфиниды, цератобулиминиды, спириллиниды). Однако, несмотря на значительное видовое разнообразие (свыше 90 видов), хорошие руководящие формы отсутствуют. В верхнеюрских (по наупланктону) отложениях нет представителей *Trocholina* и офталмидид, а некоторые юрские нодозарииды ассоциируют с меловыми видами фораминифер. Это позволяет К. И. Кузнецовой (Kuznetsova, 1974) сделать предположение, что в действительности десятиметровая базальная пачка бурых аргиллитов относится к низам нижнего мела (берриас-валанжин), а верхнеюрские фораминиферы и наупланктон являются переотложенными. Но и при подобной трактовке необходимо допустить, что на коре океанического типа в непосредственной близости от скв. 261 существуют (или существовали) отложения верхнеюрского возраста. Последнее крайне важно для понимания истории возникновения и развития Индийского океана.

Отложения верхней части нижнего мела у западного побережья Австралии распространены на более обширных пространствах.

В уже упоминавшейся скв. 261 известковистые бурые глины сменяются мощной толщей (238 м) монотонных серых некарбонатных крепких глин с редкими корродированными радиоляриями. В нижней части глин найдены аптские динофлагелляты (*Pterodinium cornutum*, *Broomea micropoda*, *Muderongia mcwhaei*, *M. tetracantha*). Аналогичные комплексы динофлагеллят установлены в аптских неизвестковистых цеолитовых глинах темно-серого и серо-зеленоватого цвета на абиссальной равнине Перта (скв. 259), где их мощность достигает 150 м. Здесь глины располагаются на базальтовых брекчиях и мелкозернистых толеитовых базальтах фундамента. Какие-либо признаки интрузивного контакта отсутствуют.

На абиссальной равнине Кьюбе (скв. 263) апт начинается мощной толщей (276 м) темных и серо-зеленоватых алевроитовых и песчанистых глин с пиритовыми и известковистыми стяжениями. Алевроитовый и песчаный материал состоит из кварца, полевых шпатов, мусковита и тяжелых минералов. Нередки прослои каолиновых тонкозернистых песчаников. Происхождение каолинита (первичное или вторичное) осталось невыясненным. Органические остатки представлены наупланктоном, динофлагеллятами, бентосными (агглютированными и известковистыми) фораминиферами; встречаются призматические иноцерамы, единичные фрагменты аммонитов (*Prohystraceras*) и белемнитов (*Parahibolites*).

Выше залегает не менее мощная толща (275 м) темных, черных и зеленоватых плотных глин, неизвестковистых, с агглютированными фораминиферами, динофлагеллятами и бедным наупланктоном.

Интерпретация возраста песчанистых и неизвестковистых глин связана с большими затруднениями. По мнению Бакри (Bakry, 1974a), наупланктон указывает на аптский возраст глин (зона *Parhabdolithus angustus*) и, возможно, на барремский (зона *Micrantholithus hoschulzii*) для самых нижних слоев разреза. К аналогичному выводу пришли Виземан

и Уильямс (Wiseman, Williams, 1974), изучавшие динофлагеллят. Ими установлены барремские (*Cordosphaeridium fasciatum*, *Phoberocysta neocomica*) и типичные аптские (*Muderongia tetracantha*, *M. mcwhaei*, *M. simplex*, *Gonyaulacysta episoma*, *Carpodinium granulatum*, *Pterodinium cornutum*, *Broomea micropoda*) комплексы. Интересно, что в глинах отмечается присутствие келловейских, оксфордских, киммериджских и титонских динофлагеллят, которые считаются переотложенными. Аптский возраст толщи глин подтверждается бентосными фораминиферами (Scheibnerova, 1974); нижняя часть глин может быть несколько более древней, верхняя — переходной к альбу. Подобное заключение основывается на сходстве бентосных фораминифер из глинистой толщи в скв. 263 и отложений баррема и апта во впадине Каннинг и Великом Артезианском бассейне Австралии. К общим видам принадлежат *Textularia anacooraensis*, *Spiroplectamina cushmani*, *Trochammina minuta*, *Verneuilinoides crespine*, *Ammobaculites fisheri*, *Gaudryina beyissensis*, *Verneuilina howchini*, *Haplophragmoides chapmani*, *Marginulina pudica*, *Nodosaria gidya*, *Citharina barcoensis delicatula*, *Marginulinopsis santoodnae*, *Lenticulina australiensis*, *Lingulina malabra* и другие.

Иного мнения придерживается Прото-Дечима (Proto Decima, 1974), изучавшая нанопланктон из тех же образцов, что и Бакри. В верхней, большей по мощности (450 м) части глинистой толщи обнаружен *Eiffelolithus turrisseiffeli*, появление которого фиксирует подошву одноименной зоны (верхний альб). В нижних 100 метрах глин данный вид отсутствует, но здесь встречена *Vagalapilla matalosa*, не известная из отложений, древнее среднего альба. На этом основании толща глин относится Прото-Дечима к среднему-верхнему альбу, а все более древние представители микрофауны и флоры считаются переотложенными.

Как видим, возраст глин, вскрытых скважиной 263, действительно является спорным. Достоверна лишь их принадлежность к верхней половине нижнего мела. Не пытаясь решить вопрос о возрасте глин, отметим лишь самую возможность переотложения органических остатков. Скважина 263 находится у крутого континентального склона Австралии (в 300 км от современного побережья). На протяжении апт-альбского (?) времени абиссальная равнина Кювье получила огромный объем терригенного материала. Вполне вероятно, что мощные песчанистые и некарбонатные глины следует рассматривать как осадки дистальной части конуса выноса — мелководные в нижней половине (песчанистые и алевроитовые глины) и глубоководные в верхней (некарбонатные глины). Совместно с терригенным материалом могли переотложиться и органические остатки. Альб представлен главным образом глубоководными отложениями. Среди них выделяются несколько фациальных типов.

В скв. 261 к альбу относятся серые известковистые глины с динофлагеллятами (*Odontochinata costata*, *Cleistosphaeridium ancoriferum*). Граница с аптом проводится весьма условно.

На абиссальной равнине Перта (скв. 259) и абиссальной равнине Гаскойн (скв. 260) альб сложен нанопланктонными илами и глинами и бурями цеолитовыми глинами мощностью, соответственно, 50 м и 99 м. В скв. 259 илы и глины подстилаются цеолитовыми глинами апта, содержат нанопланктон среднего альба (зона *Prediscosphaera cretacea*), кальцисферулид и комплекс планктонных фораминифер, бедный по систематическому составу (*Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinellinoides*, *H. planispira*, *H. amabilis*, *H. aff. delrioensis*). В скв. 260 глины располагаются на свежих среднезернистых базальтах, но соотношение с ними осталось неясным (океанический фундамент или силл). Эти осадки также характеризуются нанопланктоном зоны *Prediscosphaera cretacea*, кальцисферулидами, радиоляриями и более богатой ассоциацией планктонных фораминифер. Помимо вышеперечисленных видов, здесь встречаются *Hedbergella delrioensis*, *H. ultramicra*, *H. trocoidea*, *H. brittonensis*, *Globigerinelloides*.

eaglefordensis, *G. bentonensis*, *G. aff. maridalensis*, *G. gyroidinaeformis*.

Сходными отложениями характеризуется альб глубоководной впадины Уортон — бурые слабоизвестковистые глины, нанопланктонные глины, глинистый нанопланктонный мел. В скв. 256 глины содержат редкие *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea*, *Schackoia* cf. *cenomana* и нанопланктон зоны *Eiffellithus turriseiffeli* (верхний альб); в скв. 257 — *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea*, *Globigerinelloides eaglefordensis*, *Ticinella* aff. *raynaudi*, *T. cf. roberti* и нанопланктон зоны *Praediscosphaera cretacea* (средний альб). По нормальному контакту альбские отложения подстилаются брекчированными и тонкозернистыми базальтами (лаво-вые потоки), представляющими собой океанический фундамент (скв. 256 и 257). Минимальная мощность альба в скв. 257 — около 70 м (выше залегают немые бурые глины).

На плато Натуралистов осадки альба более мелководны (скв. 258). Разрез начинается серо-зелеными тонкозернистыми глауконитовыми песчаниками, глауконитовыми алевроитовыми глинами и буроватыми ожелезненными глинами; скудные органические остатки препятствуют точному определению возраста. Выше следует пачка черных и бурых ожелезненных глин, зеленоватых цеолитовых глин и светло-зеленоватых и серых нанопланктонных глин и мела. Нижняя часть пачки принадлежит к зоне *Praediscosphaera cretacea* (средний альб), верхняя — к зоне *Eiffellithus turriseiffeli* (верхний альб). Планктонные фораминиферы почти одинаковы во всей толще глин — *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. simplicissima*, *H. infracretacea*, *Globigerinelloides eaglefordensis*; в кровле верхнего альба к ним добавляются единичные *Praeglobotruncana delrioensis* и *Schackoia* cf. *cenomana*. Мощность альбских отложений достаточно велика — 260 м.

Для западной части Индийского океана сведения о нижнемеловых отложениях более ограничены. Осадки этого возраста вскрыты лишь скважиной 249 у водораздела Мозамбикского хребта на широте Дурбана (Simpson, Schlich et al., 1974). Они располагаются на стекловатых, сильно пузырчатых базальтах, выветрелых на контакте с осадочными породами. К нижнему мелу относится толща (мощность 121 м) серых, оливковых и черных алевроитовых глин и алевролитов; в верхней ее части многие прослой алевроитов обогащены вулканическим пеплом.

Органические остатки не отличаются разнообразием. В базальных слоях нередко встречаются остракоды и бентосные фораминиферы (различные виды *Astacolus*, *Saracenaria*, *Citharina*, *Lingulina*, *Fronidicularia*, *Marginulina*, *Lenticulina*). Многие виды остракод и фораминифер в литературе не описаны, но ассоциация их весьма близка к микрофауне из валанжинготеривских отложений впадины Мажунга (о-в Мадагаскар). Выше в глинах появляются мелкие примитивные хедбергеллы, обычные для баррема и нижнего апта. Скудный нанопланктон ориентировочно определяет возраст всего рассматриваемого интервала в пределах баррема-апта. В кровле толщ глин и алевролитов встречаются планктонные фораминиферы позднего альба — *Hedbergella delrioensis*, *H. cf. modesta*, *H. cf. simplicissima*, *Ticinella* sp., *Globigerinelloides* cf. *eaglefordensis*, *Rotalipora balernaensis*.

Верхний мел

Верхнемеловые отложения в Индийском океане пользуются несколько большим распространением, нежели осадки верхней юры и нижнего мела. Они также тяготеют к окраинным зонам океана, будучи развитыми в двух его областях — на западе вдоль побережья Африки и Мадагаскара и на востоке в треугольнике между Австралией, архипелагом островов Индонезии и Восточно-Индийским хребтом. У континентов Африки и Австралии верхний мел согласно (или с перерывом) подстилается осадками

нижнего мела (скв. 249, 256, 257, 258, 259, 260, 261). Ближе к Срединно-океаническому хребту отложения верхнего мела располагаются на базальтах океанического фундамента (скв. 239, 250, 211, 212, 216).

На востоке Индийского океана литологический облик верхнемеловых отложений достаточно разнообразен (von der Borch, Sclater et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974; Veevers, Heirtzler, Krashennikov et al., 1974).

Вдоль западного побережья Австралии на абиссальных равнинах Перта, Гаскойн и Арго, а также во впадине Уортона к верхнему мелу относятся глубоководные некарбонатные бурые и желтовато-бурые глины и цеолитовые глины (до 15% цеолитов), очень бедные органическими остатками. Известковый планктон отсутствует, радиолярии обычно плохой сохранности (с травленной поверхностью). Бентосные фораминиферы представлены примитивными агглютинированными формами или мелкими тонкостенными кремнистыми видами других семейств. Лишь рыбные остатки иногда многочисленны. Поэтому определение возраста бурых глин подчас весьма затруднительно, равно как и проведение границ между смежными стратиграфическими подразделениями.

Так, верхнемеловой возраст бурых цеолитовых глин с единичными радиоляриями и агглютинированными фораминиферами в скв. 259 (мощность 53 м) и скв. 256 (мощность 65 м) вообще определен условно.

В бурых глинах скв. 257 (мощность 110 м) единичные экземпляры *Globotruncana* aff. *elevata* предполагают наличие кампанского яруса.

В скв. 260 бурые глины верхнего мела (мощность 67 м) содержат в кровле *Aragonia*, *Grammostomum incrassatum*, обломки глоботрунканид и предположительно относятся к кампану-маастрихту. Ниже бурые глины характеризуются богатыми ассоциациями агглютинированных фораминифер — *Praecystammina globigerinaeformis*, *Haplophragmoides fraudulentus*, *H. bulloides*, *H. multicamerus*, *H. constrictus*, *H. decussatus*, *H. multiformis*, *Labrospira pacifica*, *Paratrochamminoides vitreus*, *P. intricatus*, *Recurvoides pseudosymmetricus*, *R. pentacameratus*, *Pseudobolivina munda*, *P. lagena-ria*, *Bolivinaopsis parvissimus*, *Trochammina gyroidinaeformis*, *T. lobulata*, *T. globigeriniformis altiformis*, *Uvigerinammina jankoi*, *Glomospira corona*, *Ammodiscus cretaceus*, *Saccammina complanata*, *Dorothyia oxycona*, *Plectina conversa*, *Pilulina antiqua*, *Hyperammina* и других. Многие виды являются новыми, неизвестными из одновозрастных, более мелководных отложений на континентах (Krashennikov, 1974a). Совместно с перечисленными агглютинированными фораминиферами были встречены планктонные фораминиферы, переотложенные турбидными потоками из отложений различного возраста: альба-сеномана (*Hedbergella wachitaensis*, *H. simplicissima*, *H. planispira*, *H. brittonensis*, *Clavibergella simplex*), сеномана (*Schackoina cenomana*, *Rotalipora apenninica*), верхнего турона-коньяка (*Praeglobotruncana imbricata*, *P. inflata*, *Globotruncana lapparenti*, *G. ex gr. coronata*, *Heterohelix globulosa*). Таким образом, бурые верхнемеловые глины с агглютинированными фораминиферами *in situ* и переотложенными планктонными фораминиферами не могут быть древнее верхнего турона-коньяка.

В скв. 261 верхний мел начинается чередованием бурых глин и темно-серых тонкослоистых глин с примитивными агглютинированными фораминиферами (*Glomospira*, *Ammodiscus*, *Hyperammina*, *Batysiphon*) и радиоляриями (*Bathropyramis timorensis*, *Eucyrtidium boodes*, *Theocapsa elata*). Выше следуют монотонные бурые цеолитовые глины с прослоями ожелезненных глин, рыбными остатками и двумя комплексами агглютинированных фораминифер. Нижний из них состоит из *Haplophragmium lueckeii*, *Pseudobolivina normalis*, *Plectorecurvoides rotundus*, *P. parvus*, *Haplophragmoides incredibilis*, *H. bulloides*, *H. decussatus*, *Labrospira inflata*, *Pseudobolivina cuneata*, *Bolivinaopsis abyssalis*, *Trochammina insueta* и других видов, а верхний комплекс с *Praecystammina globigerinaeformis* тот же самый,

что и в скв. 260 (не древнее верхнего тулона-коньяка). Общая мощность верхнемеловых отложений около 180 м.

В северной части впадины Уортона (скв. 211 и 212) отложения верхнего мела также абиссальные, но формировались выше уровня карбонатной компенсации — нанопланктонные глины с прослоями нанопланктонных илов и мела (последний на 95% состоит из кокколитофорид). В осадках отмечается вулканическое стекло и тонкие прослои пеплов; в скв. 212 нанопланктонный мел чередуется с двумя пачками бурых цеолитовых глин, лишенных органических остатков. Глины и нанопланктонные илы относятся к поздней части верхнего мела, согласно залегая на базальтах. В скв. 211 они имеют кампанский (зона *Eiffellithus angustus*) и ранне-маастрихтский (зона *Tetralithus nitidus trifidus*) возраст; планктонные фораминиферы отсутствуют. В скв. 212 мощность верхнего мела около 90 м; нанопланктон указывает на верхнемаастрихтский возраст (*Nephrolithus frequens*, *Marcalius astroporus*, *Kamptnerius magnificus*). В отличие от скв. 211 здесь встречаются планктонные фораминиферы, но представлены они видами *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*. Глоботрункан практически нет (за исключением единичных *Globotruncanella cf. citae*).

На поднятиях восточной части Индийского океана (Восточно-Индийский хребет, хребет Броукен-ридж, плато Натуралистов) верхний мел сложен относительно мелководными карбонатными осадками, достаточно разнообразными по своим особенностям. В нижней части разрезов иногда наблюдается вулканогенный материал.

На севере Восточно-Индийского хребта (или хребет 90° в. д.) контакт осадочных пород с базальтами не вскрыт. Разрез верхнего мела начинается пачкой чередования мелководных доломитизированных известковых песков (доларенитов), кремний, косослоистых детритовых известняков и нанопланктонного мела. Эти отложения сменяются пачкой переслаивания известковистых алевролитов, кремней, детритового мела (до 20—30% обломков раковин иноцерамов, устриц и других моллюсков) и далее — монотонным нано-фораминиферовым мелом. Мощность 244 м. Нижняя часть известняковой толщи относится к кампану, характеризуясь планктонными фораминиферами группы *Globotruncana arca — rosetta* и нанопланктоном зоны *Eiffellithus angustus*. Выше по планктонным фораминиферам хорошо устанавливается нижний маастрихт (зона *Rugotruncana subcircumnodifer*, по Пессаньо) и верхний маастрихт (зона *Abathomphalus mayaroensis*). Неясным остается вопрос о среднем маастрихте (зона *Globotruncana gansseri*); возможно, она выпадает из разреза в связи с перерывом в осадконакоплении.

Соотношение осадочного чехла с базальтами установлено южнее, в скв. 216. Океанический фундамент состоит из базальтов различного облика (красноватых шлаковых, плотных мелкозернистых, пузырчатых и амигдалоидных) и туфов с обломками базальтов. Выше следует довольно мощная (110 м) толща частого переслаивания вулканических глин, глауконитовых аргиллитов, пеплов, нанофораминиферового мела, мела с обломками пелецпод. Количество вулканического стекла особенно велико в базальных слоях рассматриваемой толщи осадков. Заканчивается верхний мел глинистым нано-фораминиферовым мелом, обогащенным глауконитом; мощность 16 м. Несмотря на значительную общую мощность (126 м) эффузивно-осадочного комплекса, последний соответствует узкому стратиграфическому интервалу — позднему маастрихту (зона *Abathomphalus mayaroensis* по планктонным фораминиферам или зона *Nephrolithus frequens* по нанопланктону).

На хр. Броукен-ридж верхний мел сложен крепкими серыми органогенными известняками с прослоями черных кремней и линзочками глауконита; мощность 34 м (скв. 255). Известняки дислоцированы, углы падения варьируют между 15 и 30°; с угловым несогласием они покрываются гравелитами и фораминиферовыми илами эоцена.

Известняк представляет собой мелководное образование и состоит из бентосных и планктонных фораминифер, нанопланктона, фрагментов криноидей, иноцерамов и других моллюсков. Планктонные фораминиферы изучались только в шлифах. Комплекс их состоит из многочисленных хедбергелл и глобигеринеллоидесов; редки двукилевые глоботрунканы. Присутствие последних показывает, что возраст известняков не древнее сanton. Действительно, сantonский возраст известняков подтвержден нанопланктоном (зона *Marthasterites furcatus*).

Хороший разрез верхнемеловых отложений вскрыт скв. 258 на плато Натуралистов, где они согласно располагаются на глинах верхнего альба. Толща светло-серого, желтоватого и зеленоватого фораминиферового и нано-фораминиферового мела с прослоями окремненных известняков (мощность 150 м) подразделена на сеноман с *Schackoina cenomana* и *Rotalipora aff. reicheli*; турон с *Praeglobotruncana algeriana*, *P. hagni*, *P. helvetica*; коньяк-сантон с *Globotruncana coronata*, *G. tricarinata*, *G. lapparenti*, *Globigerinelloides ehrenbergi*. Кампан-маастрихтские отложения в разрезе отсутствуют в связи с несогласным залеганием кокколитовых илов верхнего миоцена.

У южного края плато Натуралистов разрез меловых отложений имеет иное строение (скв. 264). Кокколитовые илы палеоцена подстилаются маломощной пачкой (6 м) фораминиферовых песков верхнего мела. Последние формировались в условиях сильных донных течений, уносивших нанопланктон и переотлагавших фораминиферы. Комплекс последних явно смешанный (*Globotruncana linneiana*, *G. coronata*, *Schackoina multispinata*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *Globigerinelloides asperus*, *Heterohelix reussi*), причем самые молодые формы имеют кампан-сантонский возраст. Ниже следуют вулканические конгломераты мощностью 39 м (измененные и альбитизированные обломки базальтов заключены в туф-фитовую основную массу). Возраст их, очевидно, верхнемеловой, досантонский. Природа фундамента плато Натуралистов (океанический или континентальный) остается неизвестной.

В западном секторе Индийского океана верхнемеловые отложения установлены на Мозамбикском хребте, в Мозамбикской, Маскаренской и Сомалийской впадинах (Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974). Повсеместно верхний мел сложен глубоководными глинистыми осадками.

На Мозамбикском хребте (скв. 249) серый и буроватый глинистый нанопланктонный мел с разрывом перекрывает глины альба. Из разреза выпадает интервал от сеномана до раннего кампана. Базальные слои верхнего мела относятся к позднему кампану (зона *Globotruncana calcarata*), а выше следует ранний маастрихт с *Globotruncana adamsi* и поздний маастрихт с *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana stuarti*, *G. contusa*, *Globotruncanella citae*, *Racemiguembelina fruticosa*. Мощность кампан-маастрихтских отложений 115 м.

Восточнее, в Мозамбикской впадине (скв. 250) выше базальтов по нормальному, неинтрузивному контакту располагаются немые бурые глины (22 м). Они сменяются серыми, зеленоватыми и черными глинами с редкими агглютированными и известковыми фораминиферами, призмами иноцерамов и нанопланктоном зоны *Marthasterites furcatus* (верхний коньяк — нижний сантон). Мощность коньяк-сантонских глин 25 м. Они несогласно перекрыты верхним миоценом.

Восточнее Мадагаскара в Маскаренской впадине (скв. 239) бурые глины верхнего мела с бентосными фораминиферами также залегают на базальтах и содержат разложившееся вулканическое стекло и пепел. Глины маломощны (8 м) и характеризуются нанопланктоном кампанского яруса. Выше с разрывом располагаются глины датского яруса, включающие однако переотложенный маастрихтский нанопланктон.

В Сомалийской впадине скважина 241 была пробурена у подножия континентального склона Африки, на коре континентального типа по геофизическим данным. Близость континента определила интенсивный принос терригенного материала. Скважина вскрыла мощную толщу (около 550 м) глубоководных осадков верхнего мела — темно-зеленоватых и буроватых глин и алевроитовых глин с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников, алевролитов и наопланктонных глин. Органическими остатками глины очень бедны. Спорадически встречаются бентосные фораминиферы. В нижней части глинистой толщи встречаются бедные ассоциации наопланктона турон-нижнесенонского возраста, в верхней половине — более богатые комплексы кампанского яруса (зона *Tetralithus trifidus*).

Таким образом, верхнемеловые отложения Индийского океана в фациальном отношении достаточно разнообразны. Выделяются следующие фации: 1) бурые абиссальные глины с агглютированными фораминиферами и радиоляриями (скв. 256, 257, 259, 260, 261). Накопление их происходило ниже уровня карбонатной компенсации; 2) глубоководные серые, зеленоватые и буроватые глины с наопланктоном и редкими планктонными фораминиферами (скв. 211, 212, 239, 249, 250). Эти осадки формировались около уровня карбонатной компенсации (иногда выше, иногда ниже); 3) глубоководные толщи переслаивания глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников (скв. 241), достигающие значительной мощности. Они накапливались на абиссальных равнинах у континентального склона в условиях интенсивного поступления обломочного материала с континентов; 4) относительно глубоководные нано- и нано-фораминиферовые илы и мел, окремненные известняки (скв. 216, 217, 264, 258, 255). Эти осадки отлагались значительно выше уровня карбонатной компенсации; 5) мелководные калькаренисты, детритовые известняки, глауконитовые глины с бентосными фораминиферами, обломками криноидей, иноцерамов, устриц и других моллюсков (скв. 216, 217, 255, 258); 6) вулканогенно-обломочные и вулканогенно-осадочные породы (216, 264), обычно располагающиеся выше базальтов.

Палеоген

Палеогеновые отложения развиты почти на всей площади Индийского океана за исключением районов, непосредственно примыкающих к Срединно-Океаническому хребту. Скважины вскрыли палеоген не только на востоке (область между Восточно-Индийским хребтом, хр. Броукен-ридж, плато Натуралистов, побережьем Австралии и архипелагом островов Индонезии) и на западе (полоса вдоль восточной Африки и Мадагаскара) Индийского океана; не менее хорошо отложения этого возраста представлены на севере (Аравийское море, Бенгальский залив), а также установлены на юге, у побережья Антарктиды (Земля Уилкса).

Ближе к континентам Африки и Австралии палеоген подстилается меловыми отложениями. Непрерывные разрезы, в которых поздний маастрихт сменяется датским ярусом, известны только в скважинах 216 и 217. В скважинах 239, 241, 255, 259, 264 палеоген залегает на осадках мела с перерывом, хотя точную его величину определить затруднительно, поскольку отбор керн не был непрерывным. Очень труден вопрос о соотношении мела и палеогена в скважинах 211, 212, 250, 256, 257, 260, 263. Здесь выше отложений с фауной и флорой нижнего и верхнего мела располагаются либо маломощные (30—100 м) пачки бурых немых абиссальных глин, либо толщи турбидитов с переотложенными органическими остатками различного возраста. Само присутствие палеогена в этих скважинах является недоказанным.

В скважинах 219, 234, 236, 237, 242, 246, 253 палеогеновые отложения были пройдены не на всю их мощность, хотя в забое некоторых из них осадки имели палеоценовый и датский возраст. Таким образом, контакт с подстилающими отложениями отсутствует.

В скважинах 235, 258, 261 палеоген выпадает из разрезов (верхний мел перекрыт неогеном).

По мере смещения от континентов Африки и Австралии к Срединно-Океаническому хребту палеогеновые отложения (различными своими горизонтами) переходят на базальтовый фундамент. Базальты перекрываются отложениями: датского яруса (зона *Globorotalia trinidadensis*), скв. 245; нижнего палеоцена (зона *Globorotalia angulata*), скв. 215; нижней части верхнего палеоцена (зона *Globorotalia pseudomenardii*), скв. 214, 223; верхней части верхнего палеоцена (зона *Globorotalia velascoensis*), скв. 213; переходными слоями от палеоцена к эоцену, скв. 248; отложениями низов нижнего эоцена (зона *Globorotalia subbotinae*), скв. 224; верхов нижнего эоцена (зона *Globorotalia aragonensis*), скв. 220; среднего эоцена (зоны *Orbulinoides beckmanni* — *Truncorotaloides rohri*), скв. 221; верхнего эоцена, скв. 254; нижнего олигоцена (зона *Globigerina sellii*), скв. 238.

Несколько иные соотношения наблюдаются на юге Индийского океана. Палеогеновые отложения здесь самые древние и располагаются на базальтах в непосредственной близости от континентальной коры. С юга на север по мере приближения к юго-восточной ветви Срединно-Океанического хребта базальные слои палеогена становятся более молодыми по возрасту: верхний эоцен (скв. 267 В), нижний олигоцен (скв. 267), средний олигоцен (зона *Globigerina ampliapertura*, скв. 269), верхний олигоцен (скв. 266 и 268).

На абиссальных равнинах вдоль западного побережья Австралии палеоген сложен глубоководными осадками, иногда с бедной фауной и флорой, иногда немymi. Поэтому сведения о палеогене рассматриваемой области весьма скудны (von der Borch, Sclater et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974; Veevers, Heirtzler, Krashennikov et al., 1974).

На равнине Перта (скв. 259) немые бурые цеолитовые глины (верхний мел?) сменяются пачкой чередования цеолитовых глин и слабоизвестковистых бурых и желтоватых глин с нанопланктоном, бентосными и планктонными фораминиферами. Последние представлены почти исключительно акарининами и глобигеринами, позволяя выделить поздний верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*) и ранний нижний эоцен (зоны *Globorotalia subbotinae* — *Globorotalia formosa*). Присутствие поздней части нижнего эоцена доказывается нанопланктоном зон *Marthasterites tribra-chiatus* и *Discoaster lodoensis*. Мощность осадков верхнего палеоцена — нижнего эоцена 38 м; выше опять следуют немые бурые глины.

На равнине Кьюве (скв. 263) выше альбских глин залегают серо-зеленоватые крепкие глины с планктонными фораминиферами и нанопланктоном (*Globigerina trivialis*, *G. cf. sabina*, *G. cf. fringa*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Marcalinus inversus*, *Ellipsolithus macellus*, *Coccolithus crassus*), которые характерны для нижней части датского яруса. Но нет полной уверенности в первичном залегании этой фауны и флоры, тем более что далее по разрезу располагаются бурые глины верхнего плиоцена.

На равнине Гаскойн (скв. 260) к палеогену относятся глубоководные некарбонатные глинистые турбидиты с гетерогенной микрофауной и нанопланктоном верхнего мела и палеогена; мощность в пределах 30—40 м. Органические остатки с известковым скелетом переотложены из более мелководных осадков и избежали растворения в связи с быстрым захоронением. Турбидиты палеогена подстилаются бурыми цеолитовыми глинами верхнего мела, а покрываются турбидитами неогена.

Турбидные потоки вызывали не только формирование осадков, гетерогенных по своему литологическому, фаунистическому и флористическому

му содержанию. Очевидно, с их эрозионной деятельностью связано отсутствие палеогена в скв. 261 на равнине Арго, причем современная глубина океана в этом районе очень велика (5667 м). Бурые глины верхнего мела здесь непосредственно перекрываются турбидитами верхнего миоцена-плиоцена.

В южной части впадины Уортона, где современные глубины достигают 5300—5400 м, над отложениями верхнего мела залегает маломощная пачка (60—80 м) бурых немых глин (скв. 256, 257). Она соответствует всему кайнозою. Очевидно, либо осадки палеогена имеют ничтожную мощность (так называемая фация растворения, формировавшаяся много ниже уровня карбонатной компенсации), либо они выпадают из разреза, будучи размыты донными течениями.

Близкая картина наблюдается в северной части впадины Уортона (к северу от плато Валлаби). В скв. 211 (глубина океана 5970 м) фаунстически и флористически охарактеризованные осадки верхнего мела и плиоцена разделены пачкой немых бурых глин мощностью около 100 м. Возраст какого-то интервала этой пачки может быть палеогеновым.

Интересный разрез глубоководных палеогеновых отложений вскрыт скв. 212 (глубина океана 6243 м). Выше отложений верхнего мела следуют: немые бурые глины мощностью 28 м; нанопланктонный мел среднего эоцена мощностью 84 м; немые бурые глины мощностью 30 м. Далее — нанопланктонный мел среднего миоцена. Бурые глины, формировавшиеся ниже уровня карбонатной компенсации, могут частично относиться к палеогецу. Отложение нано-илов происходило лишь немногим выше уровня карбонатной компенсации — планктонные фораминиферы полностью растворены, видовой состав нанопланктона обедненный (*Reticulofenestra umbilica*, *Chiasmolithus grandis*, *Discoaster bifax*, *Coccolithus eopelagicus* и некоторые другие) и лишь радиолярии разнообразны и хорошей сохранности (*Lophocyrtis biaurita*, *Phormocyrtis striata*, *Theocotyle cryptocephala*, *Lamptonium fabaeforme*, *Lychnocanoma babylonis*, *Theocampe mongolfieri*).

В западной части впадины Уортона (скв. 213, глубина 5611 м) осадки палеогена подстилаются базальтами (по крайней мере, 11 базальтовых потоков). Непосредственно на них залегает железисто-марганцевая порода оолитоподобного строения с примесью палыгорскита (5 м). Выше следуют нанопланктонные илы (мощность 12 м) с планктонными фораминиферами верхнего палеоцена (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia vlsascoensis*) и нижней части нижнего эоцена (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*). Карбонатные илы сменяются осадками иного характера — бурыми цеолитовыми глинами (мощность около 40 м). В низах их встречается нанопланктон позднего нижнего эоцена (зоны *Marthasterites tribrachiatus* и *Discoaster lodoensis*), в верхней части — единичные планктонные фораминиферы среднего эоцена (*Globorotalia* aff. *spinulosa*, *G.* aff. *pseudomayeri*, *Globigerina higginsii*). Осадки среднего эоцена несогласно перекрыты бурыми глинами с радиоляриями и диатомеями среднего миоцена.

На поднятиях плато Натуралистов и Броукен-ридж, обрамляющих с юга абиссальные равнины восточной части Индийского океана, осадки палеогена (палеоцен, эоцен) мелководные, перекрывают верхний мел с размывом, а в скв. 258 вообще отсутствуют (Davies, Luyendyk et al., 1974; Hayes, Frakes et al., 1975).

Хороший разрез карбонатных отложений палеоцена и эоцена мощностью 136 м существует на плато Натуралистов (скв. 264), где они несогласно располагаются на мелководных известняках сантона-кампана. Разрез начинается глинистым нанопланктонным мелом желтовато-серого цвета с тонкими прослойками кремней; далее следуют монотонные белые нано-илы с кремнистыми стяжениями. Эти осадки образовались в умеренно-субтропическом поясе, в результате чего они состоят главным образом

из нанопланктона, а планктонные фораминиферы немногочисленны, бедны по видовому составу и напоминают новозеландскую микрофауну.

Датский ярус отсутствует. Нижний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*) характеризуется индекс-видом, *G. pusilla*, *Acarinina uncinata*, *Globigerina triloculinoides*. Верхний палеоцен представлен лишь нижней зоной *Globorotalia pseudomenardii* с зональным видом, *G. chapmani* и *Acarinina mckannai*.

Верхи верхнего палеоцена (зона *Globorotalia velascoensis*) и низы нижнего эоцена (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*) отсутствуют из-за перерыва в осадконакоплении (вероятно, влияние донных течений). Комплекс планктонных фораминифер верхней части нижнего эоцена (зона *Globorotalia aragonensis*) включает зональный вид, *G. caucasica*, *G. australiformis*, *Globigerina higginsi*, *Globorotaloides turgida*, *Pseudohastigerina micra*. Нанопланктон дает аналогичное определение возраста (зоны *Marthasterites tribrachiatatus* и *Discoaster lodoensis*).

В среднем эоцене состав планктонных фораминифер обедненный, не допускающий зонального расчленения (*Globigerapsis index*, *Acarinina primitiva*, *Globigerina linaperta*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotaloides turgida*). В верхнем эоцене много радиолярий и диатомовых; комплекс планктонных фораминифер почти тот же самый, но акаринины исчезают и появляется *Chiloguembelina cubensis*. Верхнеэоценовые отложения несогласно перекрыты верхним миоценом.

В западной части хр. Броукен-ридж (скв. 255) на биомикритовых известняках сантона с угловым несогласием залегают мелководные осадки среднего эоцена — желтоватые и серые мелоподобные известняки с алевроитовым материалом и детритовые известняки, состоящие из обломков пелеципод, гастропод, мшанок, мелких и крупных (астероциклины, мелкие нуммулиты) бентосных фораминифер и кусочков кремней, инкрустированных мшанками. Мощность 20 м. Выше следует нижний миоцен.

Прекрасно развиты относительно мелководные карбонатные отложения палеогена в пределах Восточно-Индийского хребта (von der Borch, Sclater et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974). Серия из пяти скважин (217, 216, 214, 253, 254), пробуренных на глубинах океана от 1253 до 3010 м, протягивается вдоль всего хребта — от его северной части, находящейся уже в Бенгальском заливе (скв. 217), и почти до южного окончания хребта (скв. 254). На севере палеоген согласно подстилается маастрихтом (скв. 217, 216). По направлению к югу различными своими горизонтами палеоген переходит на базальты океанического фундамента — сначала датским ярусом (скв. 214), затем верхней частью среднего эоцена (скв. 253) и, наконец, верхним эоценом — нижним олигоценом (скв. 254). Комбинация нанопланктона и планктонных фораминифер позволяет дать детальное зональное расчленение палеогеновых отложений. Исключительно важны скважины 214 и 216, которые вскрыли осадки от датского яруса до верхнего олигоцена. Правда, некоторые зоны (по планктонным фораминиферам) в этих скважинах отсутствуют — частично из-за местных перерывов, частично из-за несплошного отбора керна. Однако сочетание данных по планктонным фораминиферам из палеогеновых отложений Восточно-Индийского хребта, вскрытых пятью названными выше скважинами, обеспечивает установление в этом регионе всех зональных единиц стандартной стратиграфической шкалы.

В строении палеогена Восточно-Индийского хребта принимают участие две различные толщи отложений. Нижняя, располагающаяся на базальтах, сложена пирокластическими и вулканогенно-обломочными образованиями с мелководной бентосной фауной; верхняя толща представлена более глубоководными фораминиферовыми и нанопланктонными илами и мелом. Граница между толщами является скользящей во времени. На юге в скв. 254 она проходит внутри позднего олигоцена, севернее в скв. 253 — внутри среднего эоцена, а в скв. 214 — в верхней части палео-

цена. Еще далее к северу (скв. 216) уже весь палеоген сложен органогенными илами и мелом, а вулканогенно-осадочная толща имеет верхнемеловой (маастрихтский) возраст. Таким образом, на юге Восточно-Индийского хребта разрезы палеогена сокращенные (верхний эоцен — олигоцен), на севере — полные, причем базальная вулканогенно-осадочная толща замещается в северном направлении органогенными карбонатными илами и мелом.

Нижняя вулканогенно-осадочная толща характеризуется следующими особенностями (скв. 254, 253, 214).

В скв. 254 на мелко- и среднезернистых, массивных или амигдалоидных оливиновых базальтах согласно залегают оливково-зеленые или оливково-черные алевроитовые глины и мелкозернистые песчаники. Подчиненное значение имеют мелкогалечные конгломераты с обильной глинистой основной массой и грубые конгломераты с галькой до 10 см. Типичная черта всех разновидностей осадков — их плохая сортировка. Первичная слоистость часто уничтожена интенсивной биотурбацией. Мощность 92 м. Примерно в 25 м от подошвы имеется тонкий (0,6 м) пласт базальтов.

Все осадки рассматриваемого комплекса в своем происхождении связаны с разрушением базальтовых пород, находившихся в непосредственной близости. Накопление происходило быстро, о чем свидетельствуют плохая сортировка обломков и наличие внутрiformационных брекчий. Синхронный пирокластический материал отсутствует.

Глины, песчаники и конгломераты принадлежат к мелководным образованиям. В них встречены мшанки, пелециподы, гастроподы, остракоды и бентосные фораминиферы (милиолиды, амфистегины, эльфиидиды, роталииды, *Stomatorbina torrei*). Последний вид типичен для верхнего эоцена, но его стратиграфический диапазон точно неизвестен. Поэтому возраст вулканогенно-обломочных осадков определяется в пределах верхнего эоцена — нижнего олигоцена.

В некоторых прослоях глин обнаружены богатые споро-пыльцевые спектры (Кемр, 1974), проливающие свет на палеоклиматические условия формирования вулканогенно-обломочных осадков. Прекрасная сохранность пыльцы и спор, относительно крупные размеры некоторых их форм, систематическое разнообразие заставляют предполагать, что перенос осуществлялся на короткое расстояние, т. е. в непосредственной близости находился остров с соответствующей растительностью (ангиоспермные — *Tricoplitites*, *Striatricolporites*, *Rhoipites*, *Mavlapipollis*, *Cupanieidites*, *Myrtaceidites*, *Meyeripollis*, *Proteuacidites*, *Clavatipollenites*, *Monosulcites*, *Graminidites*; гимноспермные — *Podocarpidites*; птеридофиты — *Polypodiaceoisporites*, *Verrucatosporites*, *Peromonolites*; грибы — эпифиты из семейства *Microthyriaceae*). Подобная ассоциация свидетельствует о теплом и влажном субтропическом климате; показательно отсутствие пыльцы мангровой растительности. Некоторый эндемизм систематического состава объясняется принадлежностью к биоте уединенного острова.

Севернее, в скв. 253 тонкозернистые порфировые оливиновые базальты согласно сменяются мощной толщей (388 м) пирокластических пород. Они представлены стекловатыми вулканическими туфами и ляпилли, в различной степени разложенными и литифицированными. Нередки прослой туфогенных известковистых глин, в которых большая часть стекла превращена в глинистые частицы. В верхней части толщи встречены два тонких пласта пузыристых базальтов и базальтовых шлаков, а также пласт диатомитов с радиоляриями и нанопланктоном. Все разновидности пород имеют черные, темно-серые и оливково-зеленые окраски.

Глинистые прослой содержат разнообразную бентосную фауну — мшанки, пелециподы, гастроподы, брахиоподы, одиночные кораллы, криноидеи, морские ежи, фораминиферы (дискоциклины, астероциклины). Ассоциация их указывает на осадконакопление в полосе внешней части шельфа, на глубинах от 50 до 150 м. Планктонные фораминиферы среднего

эоцена единичны (*Globorotalia spinulosa*, *Acarinina bullbrookii*). Напротив, нанопланктон встречается по всему разрезу и свидетельствует о принадлежности толщи пирокластических пород к верхней части среднего эоцена (зона *Discoaster tani nodifer*). Продолжительность этой зоны в абсолютном летоисчислении менее 2 млн. лет. Следовательно, скорость накопления пирокластических осадков была исключительно высока — порядка 200 м/млн. лет.

Очень сложным строением отличается базальная вулканогенно-осадочная толща в скв. 214, согласно перекрывающая породы океанического фундамента (грубозернистые, массивные, пузырчатые, амигдалоидные базальты).

Нижняя ее часть мощностью 100 м состоит из чередования лигнитов, вулканогенных (монтмориллонитовых и бейделлитовых) пиритизированных глин, туфов, ляпили, трех пластов вулканических конгломератов и двух потоков мелкозернистых базальтов. Мощность лигнитовых прослоев достигает 80 см. Лигниты и вулканогенные образования возникли в субаэральных условиях, морская фауна в них отсутствует. Лишь для вулканических конгломератов нужно допустить формирование в водной среде. В то же время лигниты и углистые глины содержат споро-пыльцевые комплексы, принадлежащие наземным растениям — *Australopollites*, *Clavattipollenites*, *Haloragacidites*, *Krauselisporites*, *Microfoveolatosporites*, *Nothofagidites*, *Peromonolites*, *Schizocolpus*, *Tricolpites*, *Eisenackia*, *Svardbardella*, *Podocarpidites*, *Myrtaceidites*, *Phyllocladidites*, *Lygistepollenites*, *Microcachryidites* (Harris, 1974). Палинологические данные позволяют коррелировать нижнюю часть вулканогенно-осадочной толщи с зоной *Gambierina edwardsi*, стратотипом которой является формация Пebbл-Пойнт (впадина Отвей, Австралия). Эта формация характеризуется также планктонными фораминиферами зоны *Globorotalia pusilla* (нижний палеоцен). Таким образом, возраст базальных слоев в скв. 214 следует считать нижнепалеоценовым.

Спорово-пыльцевые комплексы указывают на влажный умеренный климат и близки к таковым южной Австралии и Новой Зеландии, отличаясь обедненностью систематического состава. Очевидно, прямые наземные связи с континентами не существовали, и флора в скв. 214 представляет собой результат колонизации острова теми растениями, семена которых могли переноситься ветром через океанические просторы.

В верхней части вулканогенно-осадочной толщи резко преобладают осадочные образования — серовато-зеленые глауконитовые известковистые алевроиты и пески, неконсолидированные, с раковинами пелеципод, гастропод, детритовым материалом, обломками вулканических пород и вулканическим стеклом. Количество вулканического материала быстро уменьшается вверх по разрезу. Мощность 57 м.

Известковистые алевроиты и пески представляют собой мелководные осадки шельфа. В низах их присутствует нанопланктон нижнего палеоцена (зоны *Cyclococcolithina robusta* и *Fasciculithus tympaniformis*), а выше — нанопланктон и планктонные фораминиферы верхнего палеоцена (зоны, соответственно, *Heliolithus kleinpellii* и *Globorotalia pseudonardii*).

Верхняя толща органогенных илов и мела развита на всем пространстве Восточно-Индийского хребта. Состав осадков достаточно однообразен — мягкие белые, желтоватые, розоватые и светло-серые нанопланктонные и нано-фораминиферовые илы и более консолидированный мел. Нанопланктонные илы состоят на 90 — 96% из нанопланктона, количество планктонных фораминифер падает до 1 — 5%. В нано-фораминиферových илах количество фораминифер повышается до 13 — 20%. В незначительном количестве встречается глинистый материал (обычно 2 — 3%, редко до 10%) и радиолярии (1 — 3%, редко до 5%). В верхнеэоценовых илах скв. 214 отмечается присутствие вулканического стекла и пепла.

Тонкие прослои бурых и серых кремней весьма редки. Своеобразным осадком является мел, состоящий на 90 — 92% из микрокристаллического кальцита; этот осадок, очевидно, следует считать диагенетической модификацией нормальных наупланктонных илов, но не исключено и аутигенное происхождение карбоната.

На севере Восточно-Индийского хребта, как указывалось выше, скв. 217 и 216 вскрыли полные разрезы палеогена (от подошвы датского яруса до кровли олигоцена) в фации органогенных карбонатных илов. В скв. 217 мощность палеогена 210 м. Однако отбор керн шел с большими пропусками и установлены лишь некоторые зоны датского яруса (*Globigerina taurica*, *Globorotalia trinidadensis*), верхнего палеогена (*Globorotalia pseudomenardii*), среднего эогена (*Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri*), верхнего эогена (*Globorotalia cocoensis*) и олигоцена (*Globigerina ciperoensis*). Поэтому вопрос о непрерывности разреза является открытым. Например, отсутствующим зонам позднего верхнего палеогена (зона *Globorotalia velascoensis*), нижнего эогена и базального среднего эогена (зона *Hantkenina aragonensis*) соответствует интервал в 20 м. Не исключено, что разрез здесь непрерывен или с небольшими пропусками. Наличие радиолярий позволило выделить в среднем эогене зоны *Thyrsocyrtis triacantha*, *Podocyrtis ampla*, *Podocyrtis mitra*, в верхнем эогене — зону *Thyrsocyrtis bromia* и в олигоцене — зоны *Theocyrtis tuberosa* и *Dorcadospyrus ateuchus*.

Мощность палеогена в скв. 216 несколько меньшая — 145 м. Бурение шло с непрерывным отбором керн и последовательность зон по планктонным фораминиферам весьма представительна — *Globorotalia trinidadensis* (датский ярус), *Globorotalia angulata* (нижний палеоген), *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis* (верхний палеоген), *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri*, *Truncorotaloides rohri* (средний эоген), *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoensis* (верхний эоген), *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis* (олигоцен). В такой же степени является полной и последовательность зон по наупланктону. В палеогене и большей части среднего эогена радиолярий нет. Они известны из верхней части среднего эогена (зоны *Podocyrtis ampla*, *Podocyrtis mitra*), верхнего эогена (зона *Thyrsocyrtis bromia*) и олигоцена (зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Dorcadospyrus ateuchus*). Сочетание данных по этим трем группам микроорганизмов позволило установить выпадение из разреза всего нижнего эогена, а также небольшие перерывы внутри нижнего палеогена и среднего эогена.

Южнее, в скв. 214 органогенные известковые илы слагают эоген и олигоцен мощностью 114 м. В непрерывном разрезе выделены все зоны нижнего эогена (*Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia palmerae*), среднего эогена (*Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri*, *Orbulinoides beckmanni*, *Truncorotaloides rohri*), верхнего эогена (*Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoensis*) и олигоцена (*Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis*). Столь же детальное биостратиграфическое расчленение обеспечивается наупланктоном. Радиолярии отсутствуют.

На юге Восточно-Индийского хребта толща нано-фораминиферовых илов и мела в скв. 253 соответствует верхней части среднего эогена (зона *Truncorotaloides rohri*), верхнему эогену (зоны *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cocoensis*) и олигоцену (зоны *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis*). Разрез непрерывен и имеет мощность 69 м. Непрерывность разреза подтверждается зональным расчленением по наупланктону. Радиолярии весьма редки. Наконец, в скв. 254 органогенные известковые илы мощностью 43 м относятся к олигоцену. Базальные их слои состоят

из тонкокристаллического карбоната, бедны органикой и возраст их недостаточно ясен. Выше встречены планктонные фораминиферы зоны *Globorotalia opima*. По сравнению с аналогичными осадками из скв. 217, 216, 214 и 253 органогенные илы в скв. 254 отлагались на меньших глубинах, о чем свидетельствуют бентосные фораминиферы (*Victoriella conoidea*, *Carpenteria balaniformis*, *Rupertia stabilis*).

В Центрально-Индийской впадине бурение с корабля «Гломар Челленджер», по сути дела, не проводилось. Имеются лишь две скважины. Одна из них (скв. 215) находится на востоке, у западного склона Восточно-Индийского хребта, другая (скв. 238) — на западе, на восточном склоне Центрально-Индийского хребта.

Сква. 215 была пробурена в глубоководной области океана (5309 м), вскрыв базальтовый фундамент на глубину 24 м. Кровля его состоит из 14 потоков подушечных лав, построенных сходным образом: внутренняя часть каждого потока сложена сравнительно свежими голокристаллическими базальтами; периферическая зона — стекловатым базальтом, испытывавшим в различной степени подводное выветривание. Потоки нередко разделены тонкими (до 5 см) прослойками перекристаллизованных известняков с остатками нанопланктона и следами вулканического стекла (von der Borch, Sclater et al., 1974).

Базальты согласно покрываются толщей (мощность 69 м) буроватых и желтоватых нанопланктонных илов, иногда глинистых (содержание глины от 5 до 20%), с конкрециями бурых кремней (до 5 см). Базальный слой (2 м) содержит обильные (до 12%) железистые микростяжения и вулканическое стекло.

Органогенные илы соответствуют по возрасту палеоцену и нижней части нижнего эоцена. На основании планктонных фораминифер здесь выделяются зоны: *Globorotalia angulata*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis* (палеоцен), *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa* (нижний эоцен). Изучение нанопланктона приводит к аналогичным результатам с выделением следующей серии зон: *Fasciculithus tympaniformis*, *Helicolithus kleinpellii*, *Discoaster mohleri*, *Discoaster multiradiatus* (палеоцен), *Discoaster diastypus*, *Tribrachiatulus orthostylus* (нижний эоцен).

Нанопланктонные илы покрываются пластом (мощность 7 м) бурых цеолитовых глин, лишенных органических остатков, которые сменяются алевроитовыми глинами с радиоляриями и диатомеями верхнего миоцена. Если считать разрез непрерывным, то семиметровый пласт абиссальных глин соответствует интервалу времени в 40 млн лет. Даже принимая во внимание низкую скорость накопления бурых абиссальных глин, вполне логично допустить перерыв в накоплении осадков и выпадение из разреза какой-то части эоцена и олигоцена.

Интересно отметить литологическое и стратиграфическое сходство палеогеновых отложений в скв. 215 и 213, расположенных примерно на одной широте в глубоководных впадинах Индийского океана по обе стороны от Восточно-Индийского хребта. Совсем иное строение имеют палеогеновые отложения в скв. 214, находящейся в осевой части этого хребта.

Сква. 238 у западной периферии Центрально-Индийской впадины (у южного окончания плато острова Чагос и Лаккадивских островов) была пробурена на значительно меньшей глубине океана (2832 м), нежели скв. 215. Она также достигла океанического фундамента, вскрыв 81 м порфировых толеитовых базальтов с семнадцатью тончайшими прослойками перекристаллизованных известняков, содержащих реликты фораминифер, радиолярий, нанопланктона и вулканическое стекло (Fisher, Bunce et al., 1974).

Базальты согласно покрываются бурым, розоватым, зеленоватым и желтоватым нанопланктонным мелом с прослоями цеолитовых (до 30% цеолитов), глинистых (до 80% глинистого материала), фораминиферовых (до 10% планктонных фораминифер) нано-илов и вулканических пеп-

лов (до 75% пепла и стекла). Выше залегают нанопланктонные мягкие илы, иногда переходящие в нано-фораминиферовые илы. Эти отложения относятся к олигоцену, мощность их 70 м. Базальные слои соответствуют зоне *Globigerina sellii*; далее следуют остальные зоны олигоцена — *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis*. Выделяется также вся серия зон по нанопланктону. Радиолярии практически отсутствуют.

На северо-западе Индийского океана (Аравийское море) палеогеновые отложения вскрыты пятью скважинами (219, 220, 221, 223, 224). Три из них находятся на юго-востоке Аравийского моря, у Чагос-Лаккадивского хребта (скв. 219, 220, 221), две — на северо-западе, у хребта Оуен (скв. 223, 224). Строение палеогена в этих двух районах достаточно различно. Вообще необходимо отметить, что стратиграфия палеогеновых отложений, равно как и геологическая история Аравийского моря, на протяжении кайнозойского времени характеризуются рядом сложных особенностей. К сожалению, восстановить все эти особенности сейчас очень трудно в связи с ограниченным количеством скважин и отсутствием сплошного отбора керна при бурении (Whitmarsh, Weser et al., 1974).

На юго-востоке Аравийского моря выбор районов бурения был очень удачен — скважины расположены на различных структурных элементах океанического ложа (т. е. на разных глубинах). Естественно, они вскрыли осадки палеогена различного фациального облика.

Скв. 219 находится в осевой части Чагос-Лаккадивского хребта (глубина океана 1764 м). Базальтов скважина не достигла. Палеоген начинается желтоватыми, зеленоватыми и темно-серыми крепкими известковистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми алевролитами с глауконитом, мшанками, багряными водорослями, пелециподами, остракодами и бентосными фораминиферами (*Discocyclus* spp., *Operculina* spp., *Cibicidina*). Они сменяются сильно глауконитовыми серо-зелеными известняками с обломками раковин пелеципод. Глубина образования этих осадков не превышала 100 м. Мощность их значительна — 111 м. Бедный комплекс планктонных фораминифер свидетельствует о верхнепалеоценовом возрасте (зона *Globorotalia pseudomenardii*).

Выше с размывом (выпадают верхи верхнего палеоцена и низы нижнего эоцена) залегают несколько более глубоководные осадки — тонкозернистый мел и известняк, мягкие нано-фораминиферовые илы и мел с кремневыми конкрециями, стяжениями фосфоритов и линзочками песков из бентосных фораминифер. Мощность 81 м. По планктонным фораминиферам выделяются три зоны нижнего эоцена — *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia palmerae*.

Средний и верхний эоцен и олигоцен представлены монотонными большими мягкими илами и мелом, состоящими из переменного количества нанопланктона, планктонных фораминифер, радиолярий и тонкозернистого аутигенного карбоната. Мощность 73 м. На основании планктонных фораминифер установлены зоны *Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri* и *Truncorotaloides rohri* среднего эоцена, зоны *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cunialensis* верхнего эоцена и зоны *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii* олигоцена.

Зональное расчленение палеогеновых отложений обеспечивается также нанопланктоном. Радиолярии встречаются только в среднем эоцене (зоны *Thecampe mongolfieri*, *Thyrsocyrtis triacantha*, *Podocyrtis ampla*, *Podocyrtis mitra*) и верхнем эоцене (зона *Thyrsocyrtis bromia*).

Видимая мощность палеогеновых отложений в осевой части Чагос-Лаккадивского хребта 271 м. При этом нужно учитывать, что: скважина не вышла из палеоцена; помимо перерыва между палеоценом и эоценом существуют перерывы внутри среднего эоцена (зоны *Globorotalia lehneri* и *Orbulinoides beckmanni*) и верхнего эоцена (зона *Globorotalia coccinea*); нижний олигоцен отделен от нижнего миоцена интервалом в 20 м,

пройденного без отбора керна. Очевидно, подлинная мощность палеогена несколько большая.

Скв. 220 находится на некотором отдалении от осевой части Чагос-Лаккадивского хребта, на значительно большей глубине океана (4036 м), нежели скв. 219. Океанический фундамент (точнее, его верхние 21 м) состоит из шести базальтовых потоков, каждый из которых характеризуется наружным стекловатым слоем, а внутренняя зона сложена зернистым вагиолитовым базальтом. Среди базальтов имеются два очень тонких (4 см и 0,5 см) прослоя тонкозернистых известняков с остатками нанопланктона и планктонных фораминифер. Осадочный чехол согласно располагается на базальтовом фундаменте (в базальных осадках содержится значительное количество вулканического стекла).

Разрез осадочных пород начинается тонкозернистым нанопланктонным мелом с тонкими прослоями кремней. Выше следуют желтоватые нанопланктонные илы и мел с высоким содержанием радиолярий (до 25%), спикул губок (до 20%) и прослоями вулканических пеплов. Планктонные фораминиферы позволяют выделить зоны *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae* нижнего эоцена и зоны *Hantkenina aragonensis* и *Globigerina kugleri* среднего эоцена. По радиоляриям в среднем эоцене устанавливаются зоны *Theosampe mongolfieri* и *Thyrsoyrtis triacantha*.

Вышележащие осадки (белые нанопланктонные илы и мел) внешне сходны с подстилающими, но их микропалеонтологическое содержание заметно иное. Резко доминирует нанопланктон (до 95%), обычные радиолярии, а планктонные фораминиферы бедны и представлены видами, устойчивыми к избирательному растворению. В верхнем эоцене они вообще отсутствуют, а зональные комплексы планктонных фораминифер в олигоцене (зоны *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis*) намечаются весьма провизорно. Основой зонального расчленения является нанопланктон: зона *Discoaster barbadiensis* в верхнем эоцене и зоны *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus* и *Sphenolithus ciperoensis* в олигоцене. Большое значение имеют радиолярии — зона *Thyrsoyrtis bromia* в верхнем эоцене и зоны *Theocyrtis tuberosa* и *Dorcadospyrus ateuchus* в олигоцене. Подобный состав микроорганизмов отражает глубоководные условия образования карбонатных илов.

Общая мощность палеогеновых отложений (поздний нижний эоцен — поздний олигоцен) в скв. 220 составляет 240 м. К сожалению, вопрос о непрерывности разреза остается открытым, ибо средний и верхний эоцен, верхний эоцен и олигоцен разделены интервалами по 30 м без отбора керна.

Скв. 221 приурочена уже к Аравийской абиссальной равнине (глубина 4650 м). Толеитовые базальты океанического фундамента (не менее 10 потоков с одним прослоем перекристаллизованных известняков) согласно сменяются толщей (мощность 91 м) желтоватых нанопланктонных илов и мела с высоким содержанием тонкозернистого карбоната, следами цеолитов и вулканического стекла. В этих глубоководных осадках планктонные фораминиферы единичны и включают виды глобигерин и глобороталий с округлым периферическим краем (турбороталии), наиболее устойчивых к избирательному растворению. Зонального расчленения они практически не дают. Решающее значение для стратификации осадков приобретают нанопланктон и радиолярии. С помощью этих групп микроорганизмов выделяется средний эоцен (зоны, соответственно, *Chiasmolithus grandis* и *Podocyrtis mitra*). В верхнем эоцене (зона *Discoaster barbadiensis*) и олигоцене (зоны *Sphenolithus predistentus* и *Sphenolithus ciperoensis*) развит только нанопланктон.

Как видим, серия из трех скважин (219, 220, 221) на юго-востоке Аравийского моря вскрыла достаточно полную гамму карбонатных осадков — от мелководных глауконитовых известняков с бентосной фауной (скв. 219) до глубоководных нанопланктонных илов с радиоляриями и редкими планк-

тонными фораминиферами, устойчивыми к избирательному растворению (скв. 221).

На северо-западе Аравийского моря (хр. Оуэн), у подножия континентального склона Аравийского полуострова (побережье Омана и Маската) литологические особенности палеогеновых отложений заметно иные, чем в только что рассмотренном районе.

В скв. 223 осадочный чехол согласно подстилается вулканическими брекчиями (гиалокластиты) и трахибазальтами, отличающимися от нормальных океанических толеитовых базальтов отсутствием оливина и наличием калиевого полевого шпата. В основании осадочного чехла залегает пачка (мощность 60 м) бурых крепких монтмориллонитовых аргиллитов, представляющих собой, вероятно, продукт изменения вулканического материала. Глины практически лишены органических остатков. Лишь в базальных слоях встречены бедные планктонные фораминиферы зоны *Globorotalia pseudomenardii* (низы верхнего палеоцена), а в кровле — нанопланктон зоны *Discoaster multiradiatus* (верхи верхнего палеоцена).

Нижний эоцен начинается цеолитовыми некарбонатными плотными аргиллитами с радиоляриями плохой сохранности. Постепенно они замещаются нанопланктонными глинами и далее глинистым нанопланктонным мелом, которые охватывают также и средний эоцен. В кровле известковистость осадков возрастает до 59%. Мощность 97 м. В глинистой части разреза возраст определяется с помощью нанопланктона (зоны *Marthasterites tribrachiatus* и *Discoaster lodoensis*); в кровле нижнего эоцена появляются хорошие комплексы планктонных фораминифер зоны *Globorotalia palmerae*. В среднем эоцене по планктонным фораминиферам устанавливаются только две зоны — *Hantkenina aragonensis* и *Globorotalia lehneri*. Они разделены перерывом, а средний эоцен, в свою очередь, отделен перерывом от верхнего эоцена (с выпадением из разреза зон *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri* среднего эоцена).

Верхний эоцен и олигоцен сложены белым нанопланктонным мелом с подчиненной примесью терригенного (глинистого и алевроитового) материала и тонкозернистого карбоната; мощность 64 м. Карбонатность осадков возрастает до 80 — 90%. Радиолярии редки или отсутствуют совсем. Планктон с известковым скелетом обилен. По планктонным фораминиферам установлены зона *Globigeraspis semiinvolutus* (верхний эоцен) и зоны *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis* (олигоцен). Две верхние зоны верхнего эоцена (*Globorotalia cosoensis* и *Globorotalia cunialensis*) отсутствуют в связи с перерывом в осадконакоплении, а зона *Globigerina sellii* олигоцена, очевидно, пропущена из-за недетального отбора керна.

Общая мощность палеогеновых отложений (верхний палеоцен — олигоцен) в скв. 223 составляет 221 м, причем внутри среднего и верхнего эоцена существуют три перерыва.

В скв. 224 палеоген согласно залегает на потоках эффузивных пород, которые по минералогическому составу должны быть названы лампрофитами. Таким образом, в этом районе фундамент крайне своеобразен, резко отличаясь от обычного океанического фундамента. В мощной толще палеогеновых отложений (около 470 м) здесь взято всего лишь семь кернов¹. Поэтому стратиграфическое расчленение палеогена не претендует на детальность.

На лампрофитах располагается толща аргиллитов с нанопланктоном и нанопланктонного мела. В низах толщи встречается обильное вулканическое стекло, а в кровле — прослой песчаников с глинистыми гальками.

¹ В соответствии с терминологией, принятой в Проекте глубоководного бурения, здесь и далее под словом керн понимается столбик осадочных или вулканических пород, который заполняет специальную трубку (грунтонос) длиной 10 м. Поэтому длина одного керна — 10 м или менее в зависимости от выхода керна.

Вероятно, часть глинистого вещества возникла за счет девитрификации пирокластического материала. Наиболее важная роль для расчленения осадков принадлежит нанопланктону. Выделяются зоны *Marthasterites tribrachiatatus* и *Discoaster lodoensis* нижнего эоцена, зона *Chiasmolithus grandis* среднего эоцена и зона *Discoaster barbadiensis* верхнего эоцена. Планктонные фораминиферы позволяют установить только зону *Globorotalia aragonensis* нижнего эоцена и зону *Truncorotaloides rohri* среднего эоцена.

Олигоцен представлен серыми и буроватыми плотными слабоизвестковистыми (2% — 15%) глинистыми алевритами и аргиллитами с редкими пластами мелкозернистых песчаников. По нанопланктону выделены зоны *Sphenolithus predistentus* и *Sphenolithus ciperoensis*.

Отличительной чертой палеогеновых отложений хр. Оуэн является достаточно высокое содержание терригенного компонента, связанного по происхождению с метаморфическими и кислыми интрузивными породами. Источником этого компонента могли быть не только породы кристаллического фундамента Аравийского полуострова и Сокотры, но и северо-восточного выступа Африки (Сомали), поскольку в палеогеновое время район скважины 224 мог находиться в непосредственной близости от прото-Аденского залива.

В западном секторе Индийского океана палеогеновые отложения пройдены довольно большим количеством скважин (234, 235, 236, 237, 239, 240, 241, 242, 245, 246, 248). Под западным сектором понимается область Индийского океана, расположенная между континентом Африки на западе и системой тектонически активных хребтов на востоке (хр. Карлсберг, Центральнo-Индийский хр., Юго-Западный Индийский хр.). Рельеф дна в западном секторе Индийского океана весьма сложен. Здесь различаются глубоководные впадины (Сомалийская, Маскаренская, Мадагаскарская, Мозамбикская, абиссальная равнина между Сейшельской банкой и хр. Карлсберг) и разделяющие их поднятия — хребты и микроконтиненты, различные по своему фундаменту (гранитному или базальтовому) и происхождению (Маскаренское плато, хр. Деви, Мадагаскарский хр., Мозамбикский хр. и др.). Строение палеогеновых отложений в глубоководных впадинах и на поднятиях весьма неодинаково (Fisher, Bunsce et al., 1974; Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974).

В центральной части Сомалийской впадины (скв. 240, глубина 5082 м) на базальтах залегают бурые и желтоватые глины, алевриты, пески и нанопланктонные илы мощностью около 33 м. Они относятся к нижнему эоцену (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa* по планктонным фораминиферам). Не исключено присутствие верхнего палеоцена, поскольку в базальных слоях осадочного чехла по нанопланктону устанавливается зона *Discoaster multiradiatus*. Осадки нижней части нижнего эоцена несогласно перекрываются бурыми глинами и нано-радиоляриевыми илами миоцена. Таким образом, перерыв в осадконакоплении составляет более 40 млн лет.

Северо-восточнее, на абиссальной равнине у хр. Чейн скважиной 235 (глубина 5130 м) нижние 150 м разреза, отделяющие базальты от осадков среднего миоцена, были пройдены с отбором лишь одного керна (немые алевритовые глины бурого цвета). Базальты содержат включения осадочных пород с нанопланктоном позднего маастрихта (*Micula mura*, *M. decussata*, *Marcalius inversus*, *Prediscosphaera cretacea*). Вполне вероятно, что какая-то часть стопятидесятиметровой толщи глубоководных глин соответствует палеогену.

На северо-западе Сомалийской впадины скв. 234 (глубина 4721 м) не вышла за пределы среднего олигоцена. Олигоцен представлен серыми и серо-зелеными глинами и нанопланктонными илами мощностью около 75 м. В глинах обычны цеолиты, рыбные остатки; радиолярии и планктонные фораминиферы отсутствуют. Комплекс нанопланктона состоит

из резистентных видов, которые также характеризуются следами растворения. Они позволяют расчленить олигоценовые осадки на три зоны: *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus ciperoensis* и *Reticulofenestra abisecta*.

На западе Сомалийской впадины скв. 241 (глубина 4054 м) приурочена к подножию континентального склона Африки. Палеоген залегает с глубоким размывом на породах верхнего мела (поздний сенон). К нижней части палеогена относятся бурые литифицированные аргиллиты и алевроитовые аргиллиты, переходящие в менее крепкие бурые глины. В их основании содержится бедный комплекс планктонных фораминифер верхнего палеоцена (зона *Globorotalia pseudomenardii*). Гораздо богаче планктонные фораминиферы в отложениях нижнего эоцена (зоны *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis*) и в слоях, переходных к среднему эоцену (зоны *Globorotalia palmerae* — *Hantkenina aragonensis*). К аналогичным результатам приводит определение нанопланктона (зоны *Discoaster lodoensis* и *Discoaster sublodoensis*). Нижний эоцен несогласно перекрывается глинами, нанопланктоном и нано-фораминиферным мелом верхнего олигоцена (зона *Globigerina ciperoensis* по фораминиферам или зона *Sphenolithus ciperoensis* по нанопланктону), т. е. перерыв соответствует интервалу в 25 млн лет. Общая мощность палеогена не менее 150 м.

На крайнем востоке Сомалийской впадины (абиссальная равнина между Сейшельской банкой и хр. Карлсберг) разрез палеогеновых отложений более полный, а их микропалеонтологическая характеристика значительно лучше (скв. 236, глубина 4487 м). Осадки здесь подстилаются массивными порфировыми, слабо измененными (хлоритизированные и серпентинизированные) базальтами (вскрыто 22 м). Среди них встречаются прослои вулканических брекчий — фрагменты базальтов и стекловатых лав размером до 5 — 10 см, сцементированные слабо метаморфизованным карбонатным материалом с радиоляриями и планктонными фораминиферами.

Палеоген сложен монотонными светло-зелеными, желтоватыми и буроватыми нанопланктонными илами и мелом с прослоями кремней; мощность 125 м.

Начинается разрез верхним палеоценом (зона *Globorotalia pseudomenardii* по фораминиферам; зоны *Discoaster mohleri* и *Discoaster multiradiatus* по нанопланктону). Низы нижнего эоцена отсутствуют в связи с перерывом; в верхней части нижнего эоцена выделяется зона *Globorotalia aragonensis* по фораминиферам (или зона *Discoaster lodoensis* по нанопланктону). Средний эоцен отсутствует почти полностью (по нанопланктону устанавливаются лишь его базальные слои — зона *Discoaster sublodoensis*). Разрез верхнего эоцена-олигоцена непрерывен. Белые нанопланктонные илы этого возраста более глубоководны по сравнению с подстилающими осадками палеоцена — нижнего эоцена. Поэтому планктонные фораминиферы редки или вообще отсутствуют (выделяются лишь зоны *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*). Напротив, обильный нанопланктон позволяет идентифицировать всю серию зон верхнего эоцена и олигоцена, начиная от зоны *Discoaster barbadiensis* и кончая зоной *Reticulofenestra abisecta*.

На юге Маскаренской впадины (скв. 239, глубина 4971 м) палеоген отделен от верхнего мела (кампа) перерывом. Палеоген начинается бурыми немymi глинами, глинами с нанопланктоном и глинистыми нанопланктонными илами нижнего палеоцена. Базальные слои его характеризуются планктонными фораминиферами нижней части датского яруса — *Globigerina eobulloides*, *G. tetragona*, *G. microcellulosa*, *G. cf. sabina*, *G. daubjergensis*; вышележащие осадки датского яруса содержат фораминиферы зоны *Globorotalia trinidadensis*. Датский возраст этих слоев подтверждается и нанопланктоном (комплекс зоны *Cruciplacolithus tenuis* — зоны

Chiasmolithus danicus). Более высокие горизонты нижнего палеоцена отмечены нанопланктоном зоны *Fasciculithus tympaniformis*.

Верхний палеоцен, нижний, средний и большая часть верхнего эоцена из разреза выпадают. Нижний палеоцен непосредственно сменяется бурыми некарбонатными глинами и алевроитовыми глинами с бедным нанопланктоном зоны *Sphenolithus pseudoradians* и единичными планктонными фораминиферами (*Globigerina ampliapertura*, *G. galavisi*), свидетельствующими о принадлежности глин к самым верхам верхнего эоцена. Далее по разрезу в глинах встречен нанопланктон зоны *Sphenolithus ciperoensis* (верхний олигоцен).

Общая мощность палеогеновых отложений составляет около 100 м. Крайняя бедность планктонных фораминифер, присутствие нанопланктона с травленной поверхностью объясняется растворением биогенного карбоната в бурых глинах, формировавшихся около и ниже уровня карбонатной компенсации.

Хорошее представление о стратиграфии глубоководных отложений палеогена дает скв. 245 (глубина 4857 м) в южной части Мадагаскарской впадины. Палеоген согласно подстилается здесь стекловатыми базальтами с порфировой структурой и среднезернистыми диабазовыми базальтами. Снизу вверх различаются следующие пачки отложений:

1) Черный глинистый нанопланктонный мел с высоким содержанием окислов железа и марганца (до 10%). Мощность 30 м. Железо-марганцевое оруденение связано с вулканической деятельностью, равно как и монтмориллонитовые глины (до 40%) являются продуктом девитрификации вулканического материала;

2) Серый глинистый нанопланктонный мел с 22 прослоями девитрифицированных вулканических пеплов. Мощность 50 м;

3) Серый и светло-серый глинистый нанопланктонный мел с прослоями (3—30 см) бурых кремней и окремненного мела. Мощность 101 м;

4) Серые и желтоватые глинистые нанопланктонные илы с высоким содержанием нанопланктона (до 85%). Мощность 83 м;

5) Переслаивание нанопланктонных илов и бурых, желтоватых, розоватых глин с незначительным количеством (2—5%) нанопланктона. Мощность 63 м;

6) Бурые и желтые некарбонатные глины и алевроитовые глины, обычно лишенные органических остатков. Бедный нанопланктон встречен только в тончайших прослойках. Мощность около 12 м.

Глинистые нанопланктонные илы и мел (пачки 1—4) относятся к палеоцену — нижнему эоцену, содержат богатые ассоциации планктонных фораминифер и нанопланктона и характеризуются достаточно высокой скоростью осадконакопления (около 33 м/млн лет) в связи с высокой продуктивностью известкового планктона в эвфотической зоне океана. Древнейшие осадки принадлежат к датскому ярусу (зоны *Globorotalia trinidadensis* и *Acarinina uncinata*), но самые низы датского яруса с эоглобигеринами отсутствуют. Четко выделяются все зоны в палеоцене (*Globorotalia angulata*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis*) и нижнем эоцене (*Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia palmerae*). Аналогичны результаты изучения нанопланктона. Низы датского яруса (зоны *Marcalius astroporus* и *Cruciplacolithus tenuis*) отсутствуют. Выше следует вся серия зон палеоцена — нижнего эоцена от зоны *Chiasmolithus danicus* до зоны *Discoaster lodoensis*. Нет лишь зон *Ellipsolithus macellus* и *Marthasterites trib-rachiat*, но бурение велось с пропусками, а выход керна не всегда был достаточно хорошим.

Глины и нанопланктонные илы пачки 5 имеют среднеэоценовый возраст, а бурые глины пачки 6 принадлежат к верхнему эоцену. Скорость осадконакопления падает, соответственно, до 9 м/млн лет и 1—2 м/млн лет. В среднем эоцене планктонные фораминиферы редки и по-

воляют установить лишь одну зону *Globigerapsis kugleri*. В верхнем эоцене они вообще практически отсутствуют. Решающее значение для расчленения этих глубоководных осадков приобретает нанопланктон, хотя он также испытывает обеднение видового состава. В пределах среднего — верхнего эоцена выделяется вся серия зон — от зоны *Discoaster subloensis* до зоны *Isthmolithus recurvus* (нет лишь зоны *Chiasmolithus oamaguensis* в связи с редким отбором керна).

Общая мощность палеогена в скв. 245 достигает 339 м. Бурые глины верхнего эоцена отделены от аналогичных осадков среднего миоцена интервалом в 35 м, где отбор керна не проводился. Очевидно, между палеогеном и неогеном существует перерыв, с которым связано выпадение из разреза олигоцена (или части его). В противном случае нужно будет допустить необычно низкую скорость осадконакопления.

Сведения о палеогене Мозамбикской впадины весьма скудны. В скв. 248 (глубина 4994 м) на амигдалоидных базальтах с порфировой структурой и следами подводного выветривания (лавовые потоки на дне океана) залегает толща (мощность 100 м) бурых некарбонатных глин и бурых алевроитовых глин. Образование этих осадков происходило ниже уровня карбонатной компенсации, они чрезвычайно бедны органическими остатками. В подошве найдены редкие планктонные фораминиферы верхнего палеоцена — нижнего эоцена и нанопланктон зоны *Marthasterites tribrachiatus* (нижний эоцен), а в кровле — эоценовые радиоларии (*Phormocyrtis striata*). Выше эоцена следуют бурые глины нижнего миоцена, т. е. перерыв составляет не менее 34 млн лет.

Юго-восточнее, в скв. 250 (глубина 5119 м) верхний мел (коньяк) и нижний миоцен разделены пачкой (25 м) немых бурых глин. Очевидно, палеоген (или его большая часть) из разреза здесь выпадает. В скв. 249 (глубина 2088 м), пробуренной на Мозамбикском хребте, окаймляющем с запада одноименную впадину, маастрихт перекрывается средним миоценом. Таким образом, палеоген полностью отсутствует, а перерыв достигает 50 — 55 млн лет.

Как видим, палеоген Сомалийской, Маскаренской, Мадагаскарской и Мозамбикской впадин повсеместно представлен глубоководными осадками — от нанопланктонных илов и мела с подчиненным количеством планктонных фораминифер до бурых немых глин. Первые из них обычно приурочены к базальной части разреза и располагаются на базальтах. Выше по разрезу они сменяются чистыми нанопланктонными илами и мелом (без фораминифер), а последние — глинистыми илами и бурыми немymi глинами. Глинистые осадки развиты и в тех разрезах, где палеоген подстилается верхним мелом.

Совсем иными, мелководными осадками характеризуется палеоген на поднятиях западного сектора Индийского океана.

На Маскаренском плато скважина 237 (глубина океана 1623 м) не вышла из осадков палеоцена (датского яруса). Палеоцен состоит из белого и сероватого литифицированного и окремненного нано-фораминиферового мела с прослоями бурых кремней; выше они замещаются зеленоватым глауконитовым мелом. Основными компонентами осадка являются: нанопланктон — 60—80%, планктонные фораминиферы — 5—15%, глауконит — 2—5%. Обычны обломки моллюсков, мшанок и багряных водорослей (*Archaeolithotamnium*).

Местами встречаются многочисленные бентосные фораминиферы (до 10—15%), включая дискоциклин. Мощность 315 м. По планктонным фораминиферам выделяются зоны *Globorotalia trinidadensis*, *Acarinina uncinata*, *Globorotalia angulata*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis*. Не установлены лишь низы датского яруса с эоглобигеринами.

Нижний эоцен представлен сероватым и желтоватым литифицированным и окремненным мелом с прослоями кремней. Нанопланктон состав-

ляет до 80% осадка, планктонные фораминиферы — до 10%; нередко вулканический пепел (до 2—5%). Мощность 72,5 м. По планктонным фораминиферам определяются все зоны: *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia palmerae* (последняя — условно из-за плохой сохранности микрофауны).

Средний эоцен характеризуется мягкими белыми, желтоватыми и зеленоватыми нанопланктонными и нано-фораминиферовыми илами. В первых из них количество нанопланктона достигает 90%; количество планктонных фораминифер соответствует 1—5%, радиолярий 0—10%, диатомовых 0—5%. Во вторых — содержание планктонных фораминифер повышается иногда до 40%; количество нанопланктона варьирует в пределах 45—90%, радиолярий 5—10%. Мощность 94 м. Присутствие самой нижней зоны среднего эоцена (*Hantkenina aragonensis*) недостаточно ясно. Выше хорошо различаются зоны *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri* и *Truncorotaloides rohri*. Зона *Orbulinoides beckmanni* из разреза выпадает.

Нано-фораминиферовые илы верхнего эоцена маломощны (6,5 м) и соответствуют зоне *Globigerapsis semiinvoluta*. Очевидно, на границе эоцена и олигоцена имеется небольшой размыв с выпадением верхов верхнего эоцена (зона *Globorotalia socoensis*) и низов нижнего олигоцена (зона *Globigerina tapuriensis*).

Олигоцен также сложен нано-фораминиферовыми илами. Мощность его невелика — 30 м. По планктонным фораминиферам он расчленяется на зоны *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis*.

Разрез палеогеновых отложений, вскрытых скв. 237, является одним из лучших в экваториальном поясе Индийского океана. В нем прекрасно прослеживается почти вся серия зон по планктонным фораминиферам от датского яруса до кровли олигоцена. Перерывы в среднем эоцене, на границе эоцена и олигоцена невелики по своей протяженности. Не менее четкая зональная стратиграфия устанавливается по нанопланктону. Радиолярии в осадках палеоцена и олигоцена редки. В эоцене они обычны, позволяя выделить зоны *Bekoma bidarfensis*, *Buryella clinata* (нижний эоцен), *Theocampe mongolfieri*, *Thyrsocyrtis triacantha*, *Podocyrtis ampla*, *Podocyrtis mitra* (средний эоцен).

Общая мощность палеогеновых отложений 518 м, но темпы осадконакопления на протяжении палеогенового времени были неодинаковы. Очень высокой скоростью накопления мелководных осадков (60 м/млн лет) характеризуется нижний палеоцен (образование осадков происходило во внешней зоне шельфа, на глубинах порядка 200—300 м). Скорость оставалась высокой и в верхнем палеоцене (30 м/млн лет). В эоценовое и олигоценовое время отлагаются пелагические органогенные карбонатные илы. Скорость накопления этих относительно глубоководных осадков резко снижается: в нижнем и среднем эоцене до 12,7 м/млн лет, а в верхнем эоцене и олигоцене, соответственно, до 1,2 м/млн лет и 1,5 м/млн лет.

Еще более мелководные отложения палеогена вскрыты скв. 246 (глубина океана 1030 м) в осевой части Мадагаскарского хребта. Фундамента скважина не достигла. В основании разреза залегают зеленые глауконитовые известковые пески с раковинным детритом, мшанками, морскими ежами, брахиоподами, пелециподами и крупными бентосными фораминиферами (мелкие нуммулиты, дискоциклины, астероциклины). В виде тонких прослоев (до 3 см) встречаются пеллы, вулканические брекчии и песчаники. Выше вулканокластические осадки исчезают, и разрез состоит из глауконитовых известковых песков с раковинами моллюсков и детритовым материалом. Глубина накопления этих отложений менее 300 м, мощность 64 м. Планктонные фораминиферы свидетельствуют о нижнеэоценовом возрасте осадков; выделяются зоны *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa* и нерасчлененные зоны *Globorotalia aragonensis* — *Glo-*

borotalia palmerae. Нижний эоцен несогласно перекрыт нано-фораминиферовыми илами нижнего миоцена, т. е. перерыв соответствует интервалу примерно в 27 млн лет.

Скв. 242 (глубина океана 2275 м) находится на хр. Деви в Мозамбикском канале, разделяющем Африку и Мадагаскар. Она вскрыла относительно глубоководные осадки верхнего эоцена и олигоцена мощностью 189 м — монотонный буроватый и желтоватый глинистый науплиантонный мел. Содержание науплианктона составляет 45—60%, глинистого материала — до 60%. Несмотря на близость континентальных массивов Африки и Мадагаскара, песчаный и алевроитовый материал в осадках не отмечается. Богатые планктонные фораминиферы свидетельствуют о непрерывности разреза. Последовательно выделяются зоны *Globigerapsis semiinvolutus*, *Globorotalia socoensis*, *Globorotalia cunialensis* верхнего эоцена и зоны *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperonesis* олигоцена. Вся серия зон верхнего эоцена и олигоцена устанавливается также по науплиантону.

На юге Индийского океана, в южно-полярных морях, омывающих Антарктиду (Земля Уилкса), палеогеновые отложения вскрыты скважинами 266, 267, 267В, 268, 269 (Hayes, Frakes et al., 1975). Они дают лишь самое общее представление о характерных особенностях палеогена этой области высоких широт (57—64° ю. ш.).

В скв. 267В на базальтах располагается пачка (мощность 10 м) науплианктонового мела с фораминиферами верхнего эоцена — *Hantkenina* sp., *Globigerapsis* aff. *index*, *Globigerina angiporoides*, *G. linaperta*, *G. ouachitaensis*, *Globorotalia aculeata*, *G. nana*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina cubensis*, *Ch. martini*, *Globigerinita echinata*. Они сопровождаются довольно разнообразными видами бентосных фораминифер (*Siphotextularia*, *Dorothia*, *Lenticulina*, *Astacolus*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Entosolenia*, *Nodosarella*, *Ellipsopolymorphina*, *Pleurostomella*, *Pullenia*, *Globocassidulina*, *Fursenkoina*, *Bulimina*, *Alabamina*, *Gyroldinoides*, *Gibicides*).

Эта ассоциация планктонных и бентосных фораминифер имеет много общего с верхнеэоценовой микрофауной южной Австралии (впадины Юкла, Сент-Винсент, Мёррей, Отвей), плато Натуралистов и Новой Зеландии. Подобные обедненные комплексы планктонных фораминифер типичны для умеренного климатического пояса, что исключает возможность существования в верхнеэоценовое время континентального оледенения на смежной территории восточной Антарктиды. Верхний эоцен несогласно покрывается диатомовыми глинами и илами миоцена.

Скв. 267 находится всего лишь в 2 км от только что рассмотренной, но разрез здесь несколько иной. Выше базальтов залегают тонкозернистые известняки, науплианктонные илы и мел; мощность 97 м. Базальные слои характеризуются немногочисленными планктонными фораминиферами верхнего эоцена — нижнего олигоцена: *Globigerina angiporoides*, *G. linaperta*, *Globigerinita unicata*. Выше появляется олигоценовый науплианктон (*Reticulofenestra bisecta*: *Chiasmolithus altus* и др.). В кровле карбонатной толщи науплианктон имеет нижнемиоценовый возраст, но точное положение границы олигоцена и миоцена определить затруднительно.

Севернее, в скв. 266 на стекловатых базальтах располагается толща (мощность 117 м) науплианктонных мела и илов, а также глин с науплианктоном. Базальные слои с *Globigerinita unicava* могут быть отнесены к позднему олигоцену — раннему миоцену. Присутствие олигоцена вполне вероятно, поскольку выше следуют осадки с несомненной нижнемиоценовой микрофауной.

Скв. 268 находится в непосредственной близости от побережья Земли Уилкса. Фундамент здесь не вскрыт. Нижнее литостратиграфическое под-

разделение мощностью 257 м складывается желтовато-бурыми, серыми и зеленоватыми алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами с прослойками и стяжениями кремней. Мелкие галечки и гравийные зерна ледникового происхождения в небольшом количестве встречаются во всей толще этих осадков. Органическими остатками они очень бедны. Наличие *Globigerinita unicava* определяет возраст отложений в пределах нижнего миоцена — олигоцена.

У восточного побережья Земли Уилкса скважиной 269 пройдена мощная (около 1 км) серия терригенных осадков. Нижние 528 м этой серии состоят из чередования глин, алевроитовых глин, алевроитов и тонкозернистых песков. Возраст рассматриваемых отложений определить крайне трудно, поскольку кремнистые микроорганизмы отсутствуют, а планктон с известковым скелетом необычайно редок. Присутствие редких экземпляров *Globigerina ampliapertura* свидетельствует о принадлежности базальных слоев разреза к нижнему — среднему олигоцену. Выше обнаружены немногочисленные *Globigerinita unicava*, возраст этих осадков находится в пределах позднего олигоцена — нижнего миоцена.

Из вышеизложенного видно, что палеогеновые отложения Индийского океана обнаруживают большое разнообразие фаций — от известковых песков с различной бентосной фауной на поднятиях до бурых глин на абиссальных равнинах глубоководных впадин. Между этими двумя крайними типами располагается серия осадков с неодинаковым содержанием глинистого материала, известкового (нанопланктон, планктонные фораминиферы) и кремнистого (радиолярии, диатомовые) биогенного компонента, отражая разнообразные условия формирования этих осадков. Особняком стоят пирокластические и вулканогенно-обломочные отложения, обычно приуроченные к нижней части разреза. Осадки, образование которых происходило в непосредственной близости от континентальных массивов, отличаются высоким содержанием терригенного компонента. Характер известкового планктона позволяет различать экваториальные биогенные илы и мел с высокой скоростью накопления разнообразных по видовому составу планктонных фораминифер и нанопланктона и биогенные илы умеренного климатического пояса, где известковая микрофауна и микрофлора становится бедной по своему видовому составу.

Неоген

Неогеновые отложения в Индийском океане пользуются повсеместным распространением и пройдены подавляющим большинством скважин (исключение составляют скважины 226, 229, 230, 243, 244, вскрывшие лишь осадки четвертичного времени).

Почти неизменно неоген подстилается палеогеном. В очень редких случаях наблюдалось залегание неогена на осадках более древнего, мелового возраста. Так, на Мозамбикском хребте (скв. 249) средний миоцен перекрывает маастрихт, а на плато Натуралистов верхний миоцен с глубоким размывом залегает на известняках сантона (скв. 258). Однако бурение в непосредственной близости от срединно-океанических хребтов показало, что здесь неоген уже располагается на базальтах океанического фундамента. Например, в Аденском заливе к югу от хр. Шеба (продолжение системы Центрально-Индийского хребта и хребта Карлсберг) на базальтах залегает средний миоцен (скв. 231); в скв. 251 у Юго-Западного Индийского хребта базальты согласно сменяются нижним миоценом; в скв. 265 у Юго-Восточного Индийского хребта выше базальтов следуют осадки среднего миоцена.

Характер соотношения неогеновых отложений с палеогеновыми весьма разнообразен. Помимо согласного залегания, во многих скважинах неоген и палеоген разделены перерывом, причем продолжительность его сильно варьирует.

Непрерывный ход осадконакопления на рубеже олигоцена и миоцена наблюдался на Восточно-Индийском хребте (скв. 214, 216, 217, 253, 254), хребте Оуэн (скв. 224), в Сомалийской впадине (скв. 234, 241), на Маскаренском плато (скв. 237), в западной части Центрально-Индийской впадины (скв. 238), на хребте Деви (скв. 242), на юге Индийского океана у Антарктиды (скв. 266, 267, 268, 269).

Несогласное залегание неогена на подстилающих осадках установлено: на востоке Центрально-Индийской впадины, где верхний миоцен перекрывает нижний эоцен (скв. 215); на хребте Оуэн, где нижний миоцен (бурдигальский ярус) располагается на верхнем олигоцене (скв. 223); в Сомалийской впадине, где либо нижний миоцен (поздний аквитан) залегает на верхнем олигоцене (скв. 236), либо верхний миоцен — на нижнем эоцене (скв. 240); в Мадагаскарской впадине, где средний миоцен срезает верхний эоцен (скв. 245); на Мадагаскарском хребте, где нижний миоцен (аквитанский ярус), очевидно, залегает на осадках среднего эоцена (скв. 246); в Мозамбикской впадине, где миоцен отделен перерывом от нижнего эоцена (скв. 248); на хр. Броукен-ридж, где нижний миоцен (аквитанский ярус) располагается на среднем эоцене (скв. 255); на плато Натуралистов, где верхний миоцен подстилается верхним эоценом (скв. 264); в антарктической области Индийского океана, где нижний миоцен залегает на верхнем эоцене (скв. 267В); на абиссальных равнинах Перта, Кювье, Гаскойн и Арго вдоль западного побережья Австралии, где неоген-четвертичные турбидиты перекрывают палеоген (скв. 259 и 263) и, возможно, бурые глины верхнего мела (скв. 260, 261).

Как можно заметить, в пределах одной и той же области (хр. Оуэн, Сомалийская и Центрально-Индийская впадины) соотношение неогена с отложениями более древнего возраста может быть различным, но необходимо помнить, что размеры каждой из этих областей огромны.

На акватории глубоководной впадины Уортон (скв. 211, 212, 213, 256, 257), Аравийской впадины (скв. 221), Маскаренской впадины (скв. 239), Сомалийской впадины (скв. 235), Мозамбикской впадины (скв. 250) осадки неогена входят в состав монотонных серий бурых океанических глин. Фаунистически и флористически доказанный неоген отделен от палеогена или верхнего мела пачками немых бурых глин мощностью от 20 до 150 м. Соотношение неогена с подстилающими осадками здесь остается неясным.

Естественно, это соотношение остается неизвестным и в тех случаях, когда скважины не вышли из отложений неогенового возраста (скв. 218, 222, 225, 227, 228, 232, 233, 252, 262).

Обзор стратиграфии неогеновых отложений Индийского океана будет дан в той же географической последовательности, что и для палеогена, т. е. восточный, северный, западный и южный секторы океана.

Очень сложен вопрос о стратиграфии неогена на абиссальных равнинах вдоль западного побережья Австралии, где скважины бурились на глубинах от 4712 м (скв. 259) до 5702 м (скв. 260). К неогену относятся бурые глины и глубоководные турбидиты, а подчас само его присутствие является недоказанным (Veevers, Heirtzler, Krashennikov et al., 1974).

На равнине Перта (скв. 259) четвертичные осадки отделены от нижнего эоцена пачкой (мощность 19 м) бурых цеолитовых глин (обычно 75 % глины, 25 % цеолитов, следы тонкозернистого кварца и полевых шпатов) с радиоляриями плохой сохранности и редкими агглютированными фораминиферами (*Glomospira*, *Haplophragmoides*). Глины могут иметь неогеновый возраст. На равнине Кювье (скв. 263) зеленовато-серые известковистые глины с *Globorotalia tosaensis*, *G. inflata*, *Sphaeroidinella dehiscens* (верхний плиоцен) мощностью 10 м подстилаются осадками нижнего палеоцена и отделены интервалом в 30 м без отбора керн от вышележащих четвертичных глин. Однако комплекс планктонных фораминифер носит гетерогенный характер, не исключая переотложения плиоценовой

микрофауны в современные осадки. В этих двух скважинах не вызывает сомнения лишь огромный перерыв, охватывающий большую часть неогенового и палеогенового времени.

На равнинах Гаскойн (скв. 260) и Арго (скв. 261) неоген представлен типичными турбидитами мощностью до 140 м. Они состоят из сложного комплекса бурых цеолитовых и зеленых известковистых глин, радиолариевых глин, нанопланктонных и нано-фораминиферовых светлых илов. Органические остатки являются смесью фораминифер, радиоларий, нанопланктона и остракод самого различного возраста и самых различных экологических ниш. Возникновение подобных осадков связано с перемещением турбидными потоками относительно древнего и мелководного карбонатного материала с континентального склона и шельфа Австралии в область абиссальных равнин, где осадконакопление происходило ниже уровня карбонатной компенсации. Быстрота поступления карбонатного материала от растворения. Отсутствие четвертичной микрофауны и флоры в известной мере свидетельствует о дочетвертичном возрасте турбидитов. В пределах толщи турбидитов возраст определяется с учетом самой молодой фауны (или флоры), входящей в гетерогенную ассоциацию. Таким путем в скв. 260 и 261 установлены пакки осадков «не древнее нижнего плиоцена», «не древнее верхнего миоцена», «не древнее среднего миоцена», но степень надежности подобных определений вряд ли требует комментариев.

В скв. 260 толща турбидитов, возможно, включает и олигоцен, будучи отделена крупным перерывом от верхнего мела. Перерыв между турбидитами верхнего миоцена и верхним мелом несомненен в скв. 261. Причину огромных перерывов следует видеть в турбидных потоках по дну океана, сметавших на своем пути и переотлагавших мощные толщи осадков.

Не меньшие трудности для стратиграфического расчленения представляет неоген глубоководной впадины Уортона, где скважины бурились на глубинах от 5278 м (скв. 257) до 6240 м (скв. 212) (von der Borch, Sclater et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974).

На юго-востоке впадины Уортона неогеновые осадки входят в состав толщи бурых пелагических глин. В скв. 257 четвертичные и верхнемеловые осадки разделены пачкой (мощность около 100 м) бурых глин, лишенных органических остатков. Присутствие неогена палеонтологически здесь не доказано. В скв. 256 отдельные прослои бурых глин характеризуются редкими мелкими экземплярами планктонных фораминифер верхнего миоцена — нижнего плиоцена (*Globigerina nepenthes*, *G. decaperta*, *Globorotalia margaritae*, *G. miozea conoidea*). Эта пачка подстилается немymi бурыми глинами (мощность 53 м), ниже которых следуют осадки верхнего мела.

Крайне своеобразен разрез неогена в центральной, наиболее глубоководной части впадины Уортона (скв. 212, глубина 6240 м). Он состоит из чередования немых бурых и цеолитовых глин с нанопланктонными и нано-фораминиферовыми илами, причем мощность неогена весьма велика — достигает почти 300 м. Конечно, на таких громадных глубинах органогенные карбонатные илы отлагаться не могут. Казалось, нужно было бы допустить либо необычайно резкие флюктуации уровня карбонатной компенсации, либо неоднократные вертикальные (положительные и отрицательные) тектонические колебания большой амплитуды. Анализ органических остатков из карбонатных илов, однако, приводит к иному выводу. Ассоциации планктонных фораминифер, нанопланктона и радиоларий, будучи гетерогенными по своему составу, представляют смесь фауны и флоры из различных стратиграфических интервалов неогена с заметной добавкой олигоценых и эоценовых форм. Очень четко прослеживается сортировка органогенного материала по размеру — слой, состоящие из нанопланктона и мельчайших раковин (ювенильные стадии) планктонных

фораминифер, чередуются с фораминиферовыми песками, содержащими терригенную примесь и глауконит.

Таким образом, образование карбонатных илов на абиссальных глубинах впадины Уортона связано с интенсивным приносом карбонатного материала турбидными потоками; осаждавшиеся глинистые частицы разбавлялись этим материалом. В периоды отсутствия турбидных потоков происходило образование обычных бурых цеолитовых глин.

Принимая во внимание наиболее молодой компонент в гетерогенных ассоциациях микрофауны и флоры, в скв. 212 установлены отложения плиоцена, верхнего и среднего миоцена. Последние пачкой немых бурых глин мощностью в 18,5 м отделены от отложений среднего эоцена.

Турбидиты неогенового возраста развиты и на северо-востоке впадины Уортона (скв. 211, глубина 5528 м). Они представлены чередованием тонкозернистых песков, алевроитов, глин, радиоляриевых глин и глинистых радиоляриевых илов мощностью 235 м. Карбонатным материалом эти турбидиты бедны. Помимо планктонных фораминифер встречаются и бентосные фораминиферы — мелководные тропические виды *Pseudorotalia* и *Elphidium* и формы более глубоководных зон континентального склона (*Bolivina*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Hyalinea*, *Oridorsalis* и др.), т. е. происходит смешение микрофауны различных экологических типов. Выше турбидитов залегают радиоляриево-диатомовые илы с прослоями вулканических пеплов. Низы их по радиоляриям (*Pterocanium prismatium*) относятся еще к верхнему плиоцену. Турбидиты отделяются от верхнего мела пачкой бурых немых глин мощностью 100 м.

Лишь на северо-западе впадины Уортона турбидиты отсутствуют (скв. 213, глубина 5609 м). К несомненному неогену здесь относятся радиоляриево-диатомовые илы (мощность 57 м), лишенные планктона с известковым скелетом. По радиоляриям выделяется верхний плиоцен (зона *Pterocanium prismatium*), нижний плиоцен (зона *Spongaster pentas*), верхний миоцен (зона *Stichocorys peregrina*). Кремнистые илы подстилаются бурыми цеолитовыми глинами (мощность 65 м), ниже которых следуют отложения нижнего эоцена. Верхняя часть бурых глин имеет еще миоценовый возраст и хорошо расчленяется с помощью радиолярий: верхний миоцен (зоны *Stichocorys peregrina*, *Ommatartus penultimus*, *Ommatartus antepenultimus*); перерыв с выпадением зоны *Cannartus petterssoni* среднего миоцена; нижняя часть среднего миоцена (зона *Dorcadospyrus alata*). Однако в нижней части пачки бурых глин органических остатков нет и граница с палеогеном остается неопределенной.

В Тиморской мульде, в полосе Восточно-Индийского хребта, хр. Брукен-ридж и плато Натуралистов неоген сложен мелководными образованиями (Veevers, Heirtzler, Krashennikov et al., 1974; von der Borsh, Sclater et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974; Hayes, Frakes et al., 1975).

В узкой Тиморской мульде (скв. 262) мощная толща четвертичных отложений подстилается плиоценом (мощность 104 м). В основании разреза находится пачка крепких доломитизированных калькаренигов, состоящих из раковин и обломков бентосных фораминифер (*Cellanthus craticulatus*, *Operculina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Notorotalia*, *Elphidium*, *Heterolepa* и др.), моллюсков, мшанок и морских ежей. Накопление их происходило в прибрежной полосе (глубина менее 30 м), в условиях активного гидродинамического режима водной массы. Калькарениги сменяются крепкими доломитизированными известковыми илами с планктонными фораминиферами. Им свойственны те же виды бентосных фораминифер, но раковины их становятся тонкостенными. Очевидно, глубины увеличились до 100—200 м. Заканчивается плиоцен пелагическими нанофораминиферовыми илами, что свидетельствует о быстром и непрерывном погружении дна мульды до глубин, близких к современным (2298 м). По планктонным фораминиферам плиоцен расчленяется на зоны *Globorotalia miocenica* и *Globorotalia tosaensis*.

В меридиональной полосе Восточно-Индийского хребта (скв. 254, 253, 214, 216) неоген сложен довольно однообразными мягкими нанофораминиферовыми илами белого, светло-серого и желтоватого цвета. В илах, богатых планктонными фораминиферами, их содержание достигает 20—50 % и даже более (65 % в скв. 254). Обычно же фораминиферовый компонент осадка уступает таковому нанопланктону, и соотношение этих двух групп органического мира находится примерно в пределах 1 : 5. Прослой чисто нанопланктонных илов, где содержание планктонных фораминифер падает до нескольких первых процентов, встречаются редко, равно как и глинистые нанопланктонные илы с содержанием глины до 58 % (скв. 253). Характерным типом осадков являются также карбонатные илы, включающие до 30 % микрокристаллического кальцита неясного происхождения (аутигенный карбонат или результат диагенетического преобразования скелетных частиц нанопланктона). Кремнистые микроорганизмы в неогеновых осадках скважин 254 и 253 практически отсутствуют, в скважинах 214 и 216 их содержание не превышает 1—2 %. В целом неогеновые осадки Восточно-Индийского хребта представляют собой пелагические карбонатные органогенные илы, образование которых происходило на глубинах, близких к современным (от 1253 м в скв. 254 до 2262 м в скв. 216).

Зональное расчленение по различным группам микроорганизмов (планктонные фораминиферы, нанопланктон, радиолярии) свидетельствует о практической непрерывности разрезов. Правда, ни в одном конкретном разрезе не удается установить всей последовательности зон, например, по планктонным фораминиферам. Причины этого различны: наличие небольших перерывов; пропущенные интервалы в связи с эпизодическим отбором керна при бурении; необходимость объединения двух-трех зон в единое подразделение из-за обедненности микрофауны, ее плохой сохранности или смешанного характера микрофауны (нарушение нормального залегания мягких илов тяжелой колонной буровых труб). Однако комбинация разрезов смежных скважин легко воссоздает принципиальную зональную шкалу, т. е. всю серию зон неогена.

Стратиграфически наиболее полными являются разрезы неогена в скважинах 214 и 216. В скв. 214 из 18 подразделений зональной шкалы Блоу выделяются 15. Применяя для некоторых из них терминологию зональной шкалы Болли, ими будут: зоны *Globigerinoides primordius*, *Globigerinita dissimilis*, *Globigerinita stainforthi*, *Globigerinatella insueta* в нижнем миоцене; зоны *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia fohsi*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* в среднем миоцене; зоны *Globorotalia continuosa*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia tumida* в верхнем миоцене; зоны *Globorotalia margaritae evoluta*, *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia tosaensis* в плиоцене.

В скв. 216 также установлены 15 зон (включая три зоны, отсутствующие в скв. 214). К ним относятся: зоны *Globigerinoides primordius*, *Globigerinita dissimilis*, *Globigerinita stainforthi*, *Globigerinatella insueta*, *Praeorbulina glomerata* в нижнем миоцене; зоны *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia peripheroacuta*, *Globorotalia praefohsi*, *Globorotalia fohsi*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* в среднем миоцене; зоны *Globorotalia merotumida* и *Globorotalia plesiotumida* в верхнем миоцене; зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia miocenica* в плиоцене.

О стратиграфической полноте разрезов свидетельствуют и нанопланктон. Так, в скв. 214 выделяются почти все зоны неогеновых отложений: *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Sphenolithus belemnus*, *Helicopontosphaera ampliapertura* в нижнем миоцене; зоны *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, *Catinaster coalithus*, *Discoaster hamatus* в среднем миоцене; зоны *Discoaster neohamatus*, *Discoaster quinqueramus*, *Ceratolithus tricor-*

niculatus в верхнем миоцене; зоны *Reticulofenestra pseudoumbilica* и *Discoaster brouweri* в плиоцене (Bukry, 1974b). Зоны неогеновой стратиграфической шкалы в интерпретации Бакри включают также подзоны, и общее число подразделений повышается до 21; 19 из них фиксируются в неогеновых отложениях скв. 214.

Все зоны неогеновой шкалы по радиоляриям установлены в разрезе скв. 216 — зона *Lychnocanoma elongata*, переходная от олигоцена к миоцену; зоны *Calocyclus virginis* и *Calocyclus costata* в нижнем миоцене; зоны *Dorcadospyrus alata* и *Cannartus petterssoni* в среднем миоцене; зоны *Ommatartus antepenultimus*, *Ommatartus penultimus* и *Stichocorys peregrina* в верхнем миоцене; зоны *Spongaster pentas* и *Pterocanium prismatium* в плиоцене (Johnson, 1974). Аналогичные зоны определены и в неогене скв. 214 (нет лишь зоны *Calocyclus virginis* в связи с отсутствием в карбонатных илах радиолярий).

Стратиграфическая полнота разрезов позволяет оценить истинные мощности неогеновых отложений в фации карбонатных илов. Минимальная мощность миоцена 66 м (скв. 253), максимальная — 143 м (скв. 254); минимальная мощность плиоцена 9 м (скв. 253), максимальная — 65 м (скв. 214). Интересно, что соотношение мощностей миоцена и плиоцена (и более мелких подразделений) варьирует от скважины к скважине, указывая тем самым на локальные изменения темпов осадконакопления. Например, в скв. 254 мощность миоцена 143 м, плиоцена 19 м, т. е. соотношение 7 : 1, в скв. 214 мощность миоцена 133 м, плиоцена 65 м, т. е. соотношение 2 : 1.

Несколько иной характер неогеновые отложения носят на севере Восточно-Индийского хребта, в Бенгальском заливе, где бурение скв. 217 проходило на глубине свыше 3000 м. Нижний и средний миоцен представлены нанопланктонным илом, переходящим в более консолидированный мел. Он состоит из нанопланктона (до 80 %), глины (10—15 %), планктонных фораминифер (2—3 %), кремнистых микроорганизмов (1—3 %). Верхний миоцен и плиоцен сложены светло-зеленым и серым глинистым нанопланктонным илом. Содержание нанопланктона понижается до 40—60 %, а глины — возрастает до 25—35 %; количество планктонных фораминифер (3—15 %), радиолярий и диатомовых (3—15 %) подвержено сильным колебаниям. Мощность неогена 208 м. Обилие радиолярий позволяет выделить все зоны неогена — от зоны *Pterocanium prismatium* (верхний плиоцен) до зоны *Lychnocanoma elongata* (переход к олигоцену). Стратиграфия по нанопланктону и планктонным фораминиферам здесь менее детальна. Так, на основании последних выделены: зона *Globigerinita dissimilis* (нижний миоцен), зона *Globorotalia fohsi* (средний миоцен), зоны *Globorotalia continuosa*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia pleiotumida* (верхний миоцен) и зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia miocenica* (плиоцен).

На хр. Броукен-ридж (скв. 255) к неогену относится маломощная толща желтоватых и белых нано-фораминиферовых илов, состоящих примерно на $\frac{2}{3}$ из планктонных фораминифер и на $\frac{1}{3}$ из нанопланктона. В низах толщи содержится глауконит. Мощность плиоцена 9 м, миоцена — 20 м, но истинные значения мощности определить затруднительно, ибо плиоцен отделен от четвертичных отложений пропуском в 10 м без отбора керна и примерно такой же интервал отделяет нижний миоцен от эоцена. Из-за низкого выхода керна и смешения микрофауны в процессе бурения через неконсолидированные илы зональное расчленение проблематично. Однако хорошо выделяется нижний миоцен с *Globigerinita dissimilis*, *Globoquadrina praedehiscens*, *G. dehiscens*, *Globigerinoides bisphaericus*, *Globigerina venezuelana*; средний миоцен с *Orbulina suturalis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerinopsis agasayensis*, *Globorotalia peripheroacuta*; верхний миоцен с *Orbulina universa*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis*

subdehiscens; плиоцен с *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*, *G. tosaensis*, *Sphaeroidinella dehiscens*.

На плато Натуралистов (скв. 258) неоген с глубоким размывом перекрывает верхний мел, будучи представлен светло-серыми, зеленоватыми и желтоватыми нанопланктонными илами с непостоянной примесью планктонных фораминифер, спикул кремневых губок и тонкозернистого карбоната. В стратиграфическом отношении разрез неогена сокращенный. Он включает верхнюю часть верхнего миоцена (мощность 29 м) и плиоцен (мощность 55 м). Среди планктонных фораминифер отсутствуют некоторые виды низких широт. Тем не менее, фораминиферы позволяют установить обычные подразделения зональной шкалы: зона *Globorotalia tumida* (верхняя часть верхнего миоцена) и зоны *Globorotalia margaritae* *evoluta*, *Globorotalia multicamerata* и *Globorotalia tosaensis* в плиоцене.

Если скв. 258 находится на северном склоне плато Натуралистов, то скв. 264 расположена на южном склоне этого плато. И здесь мягкие светло-серые нанопланктонные илы верхнего миоцена-плиоцена с переменным содержанием планктонных фораминифер (8—40 %), спикул губок (до 3 %), но без кремнистых микроорганизмов (радиолярии, диатомовые, силикофлягелляты) залегают несогласно на осадках верхнего эоцена. Мощность их невелика (порядка 15 м). Очевидно, в геологической истории северного и южного склонов плато Натуралистов много общего и неоген региональным несогласием отделен от подстилающих отложений. В комплексах планктонных фораминифер заметно обеднение видового состава, что свидетельствует об умеренном или умеренно-субтропическом климате позднего неогена. Эти комплексы сходны с неогеновой микрофауной Новой Зеландии, благодаря чему для расчленения неогеновых отложений используется новозеландская зональная шкала. В верхнем миоцене выделяется зона *Globorotalia miozea sphericomiozea* с индекс-видом, *G. miozea conoidea*, *G. conomiozea*, *G. margaritae*, *Globigerina nepenthes*. Плиоцен соответствует зоне *Globorotalia inflata*, где обильные экземпляры индекс-вида сопровождаются *G. crassaformis*. В низах зоны совместно с ними встречаются *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globoquadrina dehiscens*, *Pulleniatina primalis*. Расчленение неогеновых отложений с помощью планктонных фораминифер подтверждается данными нанопланктона, а именно — в зоне *Globorotalia miozea sphericomiozea* встречается верхнемиоценовый нанопланктон (в пределах зон *Discoaster hamatus* — *Ceratolithus tricorniculatus*), зона *Globorotalia inflata* характеризуется плиоценовым нанопланктоном (в пределах зон *Ceratolithus rugosus* — *Discoaster brouweri*).

В Центрально-Индийской впадине неоген вскрыт двумя скважинами. Поскольку они приурочены к различным глубинам, литологические особенности отложений резко отличны (von der Borch, Sclater et al., 1974; Fisher, Bunce et al., 1974).

В скв. 215 (глубина океана 5309 м) неоген сложен буроватыми радиоляриево-диатомовыми илами с двумя прослоями (0,6 м и 2,0 м) буроватых и серых глин в нижней части. Мощность плиоцена 30 м, верхнего миоцена 38 м. Планктон с известковым скелетом полностью отсутствует. По радиоляриям устанавливаются зоны *Ommatartus antepenultimus* и *Stichocorys peregrina* в верхнем миоцене и *Spongaster pentas* и *Pterocanium prismatium* в плиоцене; верхнемиоценовая зона *Ommatartus penultimus* из разреза выпадает. Верхний миоцен отделен от нанопланктонных илов нижнего эоцена пачкой немых бурых глин мощностью около 5 м. При допущении непрерывности разреза эта пачка соответствовала бы интервалу в 40 млн лет. Даже принимая во внимание низкую скорость накопления бурых пелагических глин, все же более правильно предполагать крупный перерыв между неогеном и палеогеном.

Скв. 238 практически находится уже на восточном склоне Центрально-Индийского хребта. Глубины здесь значительно меньшие (2832 м), и нео-

ген представлен карбонатными осадками — белыми, светло-серыми и желтоватыми нанопланктонными и нано-фораминиферовыми илами. Содержание нанопланктона составляет 60—90 %, количество планктонных фораминифер варьирует в широких пределах (0—25 %), равно как и кремнистого планктона (1—10 %). Мощность плиоцена 91 м, миоцена — 308 м.

Большая мощность отложений в сочетании с хорошей микропалеонтологической характеристикой позволяет детально расчленить разрез на зоны по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям. Очевидно, разрез неогена следует считать непрерывным. Отсутствие некоторых зон скорее всего связано с пропусками при отборе керна. На основании планктонных фораминифер выделяются зоны *Globigerinoides primordius*, *Globigerinita dissimilis*, *Praeorbulina glomerosa* в нижнем миоцене; зоны *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia peripheroacuta*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* в среднем миоцене; зоны *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida* в верхнем миоцене; нерасчлененные зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia multicamerata* и зона *Globorotalia tosaensis* в плиоцене. Еще более детально расчленение по нанопланктону (18 зон и подзон). В низах нижнего миоцена радиолярий нет. Выше по ним прослеживается обычная серия зон — зона *Calocycletta costata* в нижней миоцене; зоны *Dorcadospyris alata* и *Cannartus petterssoni* в среднем миоцене; зоны *Ommatartus antepenultimus*, *Ommatartus penultimus* и *Stichocorys peregrina* в верхнем миоцене; зоны *Spongaster pentas* и *Pterocanium prismatium* в плиоцене. В рассматриваемом разрезе четко фиксируются границы с олигоценом и плейстоценом.

Совсем иными отложениями, нежели ранее описанные, характеризуется неоген Бенгальского залива на севере Индийского океана (von der Borch, Sclater et al¹, 1974). Сква. 218 (глубина океана 3749 м) расположена в центральной части Бенгальского абиссального конуса выноса (т. е. конуса выноса Ганга и Брахмапутры), примерно в 18 км от главного русла этого конуса. Скважиной вскрыта мощная толща (773 м) терригенных осадков, чередующихся с нанопланктонным илом. По возрасту толща охватывает отложения от среднего миоцена до четвертичных.

Терригенные осадки представлены алевритами, глинистыми алевритами, алевритовыми песками, тонкозернистыми песками, связанными в своем происхождении с турбидными потоками. Песчано-алевритовый материал состоит из кварца и полевых шпатов (до 80—90 %), слюды и тяжелых минералов. Анализ последних показывает, что они являются продуктом разрушения кислых изверженных и метаморфических пород Гималаев. Алевриты и пески чередуются с пелагическими осадками — нанопланктонными илами и глинистыми нанопланктонными илами (нанопланктон составляет 50—90 %, фораминиферы 1—5 %, диатомовые 0—3 %, глина 10—15 %, алеврит 1—5 %). Слоистость илов сильно нарушена жизнедеятельностью роющих донных организмов, что указывает на замедление темпов осадконакопления.

Помимо тонкого переслаивания терригенных и органогенных осадков, наблюдаются периоды («пульсации») с резким преобладанием тех или других. В неогене различается три периода накопления терригенных осадков — конец среднего миоцена; середина позднего миоцена; конец позднего миоцена — ранний плиоцен. В эти моменты геологического времени деятельность турбидных потоков была наиболее интенсивной, что связано, очевидно, с тектоническими движениями и усиленной эрозией в горных сооружениях Гималаев. В периоды доминирования пелагического органогенного осадконакопления активность турбидных потоков ослабевала и поступал лишь тонкий (глинистый и алевритовый) обломочный материал.

Стратиграфическое расчленение неогеновых отложений в сква. 218 встречается с большими трудностями из-за смешанного характера микро-

фауны и флоры, т. е. переотложения турбидными потоками более древних форм в молодые осадки. Шельфовые бентосные фораминиферы (*Ammonia beccarii*, *Pseudorotalia schroeteriana*, *Elphidium*) перемещены в глубоководную область океана. По планктонным фораминиферам выделяются: зона *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* (верхняя часть среднего миоцена); зона *Globorotalia merotumida* (верхний миоцен); нерасчлененные зоны *Globorotalia margaritae evoluta* — *Globorotalia multicamerata* (плиоцен). Изучение нанопланктона приводит к аналогичным выводам — выделяются зоны *Catinaster coalitus* и *Discoaster hamatus* (средний миоцен); зоны *Discoaster neohamatus* и *Discoaster quinqueramus* (верхний миоцен); нерасчлененные зоны нижнего плиоцена и зона *Discoaster brouweri* верхнего плиоцена.

Мощность плиоцена 120 м, среднего — верхнего миоцена 443 м. Осадки более древнего возраста здесь не вскрыты. По геофизическим данным мощность осадочного чехла достигает 3,5—4,0 км.

Таким образом, неогеновые отложения в скв. 218 резко отличны от синхроничных образований на севере Восточно-Индийского хребта, где скв. 217 вскрыла монотонную толщу глинистых нанопланктонных илов.

Весьма разнообразны фации неогеновых отложений в Аравийском море (Whitmarsh, Weser et al., 1974).

В юго-восточной части Аравийского моря эти фации включают серию осадков от органогенных карбонатных илов до немых бурых пелагических глин (скважины 219, 220, 221).

На умеренных глубинах (1764 м) Чагос-Лаккадивского хребта скважина 219 вскрыла неоген в фации карбонатных органогенных илов и мела. Нижний миоцен сложен белыми фораминиферовыми илами (от 86 до 98 % планктонных фораминифер) и нано-фораминиферовыми илами (5—40 % нанопланктона, 60—95 % фораминифер), лишенными терригенной примеси. Средний — верхний миоцен и плиоцен состоят из светло-серых и зеленовато-серых глинистых и алевроитовых нанопланктонных илов. Содержание нанопланктона в них достигает 55 % и более, терригенного материала — 20—35 %; лишь отдельные прослои обогащены планктонными фораминиферами. Мощность плиоцена 15 м, миоцена — 92 м. Соотношение неогена с подстилающими осадками неясно, так как бурдигальский ярус отделен от нижнего олигоцена (зона *Globigerina sellii*) интервалом в 29 м без отбора керна.

Бурение с эпизодическим отбором керна не дает полного представления о зональной стратиграфии неогена в скв. 219. В нижнем миоцене по планктонным фораминиферам выделяются зоны *Globigerinatella insueta* и *Praeorbulina glomerosa* (бурдигальский ярус). Средний миоцен начинается зоной *Globorotalia peripheroacuta*, т. е. залегает с разрывом с выпадением зоны *Globorotalia peripheroronda*. Пропуском в 19 м средний миоцен отделен от верхнего миоцена (зоны *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida*). Плиоцен включает нерасчлененные зоны *Globorotalia margaritae evoluta* — *Globorotalia multicamerata* и зону *Globorotalia tosaensis*. По нанопланктону установлена зона *Helicopontosphaera ampliapertura* в нижнем миоцене, зоны *Sphaenolithus heteromorphus* и *Discoaster hamatus* в среднем миоцене, зона *Discoaster quinqueramus* в верхнем миоцене и вся серия зон в плиоцене. Радиолярии редки и не могут служить основой зонального расчленения.

На глубоководном (4036 м) плато западнее Мальдивских островов скважиной 220 пройдены желтые и бурые глины с нанопланктоном и нанопланктонные глинистые илы плиоцена — среднего миоцена видимой мощностью 33 м (плиоцен — 18 м, миоцен — 15 м). Эти отложения отделены интервалом в 48 м от верхнего олигоцена (зона *Globigerina ciregoensis*), где отбор керна не проводился.

В глубоководных глинах и нано-илах планктонные фораминиферы крайне обедненные в связи с избирательным растворением раковин. Они

определяют возраст отложений в широких пределах. Ведущей группой микроорганизмов для зонального расчленения становится нанопланктон, позволяющий установить зоны *Catinaster coalitus* и *Discoaster hamatus* в среднем миоцене, зону *Discoaster quinquerramus* в верхнем миоцене, зоны *Discoaster asymmetricus*, *Reticulofenestra pseudumbilica* и *Discoaster brouweri* в плиоцене. Радиоларии в неогеновых осадках скв. 220 редки или совсем отсутствуют.

Неогеновые осадки Аравийской абиссальной равнины формировались ниже уровня карбонатной компенсации (скв. 221, глубина океана 4650 м). Они представлены маломощными (58 м) немymi бурыми глинами с прослоями турбидитов (слабоизвестковистые пески и алевроиты) в верхней части. Последние следует рассматривать в качестве осадков самой дистальной зоны конуса выноса Инда. Подстиается неоген нанопланктонными илами верхнего олигоцена (зона *Globigerina ciperoensis*), но характер контакта остается неизвестным. В бурых глинах обнаружены совершенно единичные планктонные фораминиферы, радиоларии и нанопланктон, отличающиеся широким стратиграфическим диапазоном. Поэтому можно говорить лишь о нерасчлененном неогене. Только в кровле найден редкий нанопланктон зоны *Discoaster brouweri* (верхний плиоцен).

Таким образом, в юго-восточной части Аравийского моря неоген характеризуется гаммой осадков от абиссальных бурых глин до карбонатных фораминиферовых илов умеренных глубин.

На северо-западе Аравийского моря фации неогеновых отложений также достаточно разнообразны (скв. 222, 223, 224).

Чрезвычайно интересен разрез неогеновых отложений, вскрытых скважиной 222 в глубоководной области (3546 м) Аравийского моря. Эта скважина приурочена к западному краю конуса выноса Инда, находясь в 650 км от вершины данного конуса. Она является самой глубокой в Индийском океане (1300 м), вообще одной из самых глубоких в истории экспедиционных работ «Гломар Челленджера». Однако скважина не вышла из пределов верхнего миоцена.

Неоген сложен монотонными серыми известковистыми алевроитовыми глинами с подчиненными прослоями зеленых алевроитовых глин, содержащих нанопланктон. Первые из них состоят из терригенного глинистого и алевроитового материала (75—85 %), обломочного карбоната (до 15 %) и незначительной примеси спикул губок, фораминифер, нанопланктона, радиоларий, диатомей и вулканического стекла; к основным компонентам зеленых глин принадлежат глинистый и алевроитовый материал (в среднем 45 %), обломочный карбонат (в среднем 15 %) и нанопланктон (в среднем 40 %). Путем экстраполяции подсчитано, что на долю серых глин приходится 87 % мощности неогеновых отложений, а доля зеленых нанопланктонных глин составляет 13 %.

Стратиграфическое расчленение неогеновых отложений в скв. 222 представляет собой трудную задачу. Планктонные фораминиферы весьма редки, будучи рассеяны в мощной толще осадков и испытав процесс избирательного растворения; среди них нередко переотложенные более древние виды, включая эоценовые. Батинальные виды бентосных фораминифер смешаны с видами из полосы шельфа. В серых глинах содержится довольно много переотложенного мелового нанопланктона. Поэтому велико значение ассоциаций нанопланктона из зеленых глин, позволяющих установить зону *Discoaster quinquerramus* (верхний миоцен) и зоны *Discoaster asymmetricus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Discoaster pentaradiatus* и *Discoaster brouweri* (плиоцен).

Литологические особенности осадков и характер заключенных в них органических остатков дают основание рассматривать неогеновые отложения скв. 222 в качестве турбидитов. Обломочный материал, выносившийся древним Индом, перемещался турбидными потоками в глубоководную область Аравийского моря. Периоды интенсификации турбидных

потоков (с образованием серых глин и алевроитов) сменялись периодами относительного «успокоения», когда роль пелагического компонента (нанопланктон) в осадке заметно возрастала (зеленые глины). Вынос эоценовых планктонных фораминифер и верхнемелового нанопланктона объясняется, вероятно, размывом пород этого возраста на территории Пакистана.

Мощность верхнего миоцена 605 м, плиоцена — 615 м. Подобные значения мощности предполагают исключительно высокие скорости осадконакопления. Для плиоценового времени они будут равны (в среднем) 200 м/млн лет. Темпы осадконакопления трудно подсчитать для верхнего миоцена, ибо его подошва не определена (по геофизическим данным, ниже располагается толща осадков мощностью 1300 м), но, вероятно, они не менее значительные. Высокие скорости осадконакопления следует связывать с формированием в верхнем миоцене и плиоцене горных сооружений Гималаев и интенсивными процессами разрушения этих высочайших горных цепей.

Как можно заметить, неогеновые отложения в скв. 222 (конус выноса Инда) во многом сходны с одновозрастными осадками в скв. 218 (конус выноса Ганга и Брампутры).

Конус выноса Инда с запада ограничивается разрывной зоной (грабеном) Оуэна, западнее которой круто поднимается хр. Оуэн. Неогеновые отложения в пределах хребта носят иной характер (скв. 223, 224).

На севере хр. Оуэн (скв. 223, глубина океана 3633 м) нижний миоцен (бурдигальский ярус) залегает на верхнем олигоцене (зона *Globigerina ciperoensis*) с размывом. Перерыв вызван оползневыми явлениями в слабо консолидированных осадках с образованием сингенетичных брекчий. Нижний и частично средний миоцен сложены белым нанопланктонным мелом с несущественной примесью глинистого и алевроитового материала. Содержание последнего в отложениях верхней части среднего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена резко возрастает (зеленоватые и желтоватые алевроитовые и песчанистые нанопланктонные илы и алевролиты с прослоями диатомитов). Мощность плиоцена 65 м, миоцена — 295 м (причем мощность верхнего миоцена равняется 210 м).

В глубоководных карбонатных илах планктонные фораминиферы в количественном отношении занимают подчиненное положение, а видовой состав их иногда обедненный в связи с избирательным растворением раковин. Поэтому в некоторых случаях они дают зональное определение, в других — характеризуют более крупные стратиграфические единицы. В нижнем миоцене установлены нерасчлененные зоны *Globigerinella insueta* — *Praeorbulina glomerosa*; в среднем миоцене — зоны *Globorotalia peripheroacuta*, *Globorotalia praefohsi*, *Globorotalia fohsi*; в верхнем миоцене — зоны *Globorotalia merotumida* и *Globorotalia plesiotumida*; плиоцен на зоны не подразделяется.

Нанопланктон обеспечивает более детальное стратиграфическое расчленение подобных глубоководных карбонатных илов: зоны *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, *Discoaster dilatatus*, *Catinaster coalis*, *Discoaster hamatus* (средний миоцен); зона *Discoaster quinqueramus* (верхний миоцен); зоны *Discoaster asymmetricus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Discoaster surculus*, *Discoaster brouweri* (плиоцен).

Распределение радиолярий своеобразно. В отложениях нижней части среднего миоцена и нижнего миоцена (как и подстилающих осадках палеогена) они редки или вообще отсутствуют. Начиная с конца среднего миоцена, радиолярии многочисленны и разнообразны и позволяют выделить зону *Cannartus petterssoni* (средний миоцен), зоны *Ommatartus antepenultimus*, *Ommatartus penultimus* и *Stichocorys peregrina* (верхний миоцен), зоны *Spongaster pentas* и *Pterocanium prismatium* (плиоцен). Обилие радиолярий в осадках обычно связано с высокой биологической продуктивностью поверхностного слоя океанической водной массы;

последнее, в свою очередь, обусловлено наличием восходящих потоков глубинных вод, богатых питательными веществами (апвеллинг). Зайбольд (Seibold, 1972) высказал предположение, что начало вертикальных тектонических перемещений в Гималаях на рубеже среднего и верхнего миоцена сопровождалось четким усилением восходящих потоков в северной части Аравийского моря вдоль континентального склона. Результаты бурения с корабля «Гломар Челленджер» подтверждают гипотезу Зайбольда.

На юге хребта Оуэн бурение проводилось с большими пропусками при отборе керна — в толще серых глинистых и алевроитовых нанопланктонных илов миоцена мощностью около 300 м взято только три керна. Миоцен связан с верхним олигоценом постепенным переходом. Плиоцен выпадает из разреза в связи с оползновыми явлениями в мягких осадках. По нанопланктону установлено присутствие отложений нижнего миоцена (зона *Triquetrorhabdulus carinatus*), среднего миоцена (зона *Discoaster kugleri*) и верхнего миоцена (зона *Discoaster calcaris*). Осадки верхнего миоцена (зона *Ommatartus antepenultimus* по радиоляриям) характеризуются высоким содержанием (15—30 %) биогенного кремнезема (радиолярии, диатомовые, спикулы губок), что может быть поставлено в связь с усилением восходящих потоков (апвеллинг).

Западнее, в Аденомском заливе выше базальтового фундамента преимущественным развитием пользуются отложения среднего-верхнего миоцена и плиоцена (Fisher, Bunce et al., 1974).

Наиболее полное представление о стратиграфии неогена Аденомского залива дает скв. 231 (глубина океана 2152 м), находящаяся всего лишь в 70 км от побережья Сомали, к югу от хр. Шеба (продолжение системы сейсмически активных срединно-океанических хребтов Индийского океана). На глубине 567 м скважина вскрыла толеитовые базальты океанического фундамента, состоящие из нескольких подводных лавовых потоков с краевыми зонами стекловатого базальта. Между потоками имеется несколько включений серого мела с нанопланктоном зоны *Sphenolithus heteromorphus* (базальный средний миоцен).

Средний и верхний миоцен (мощность 322 м) сложены однообразными гемипелагическими нанопланктонными илами (содержание нанопланктона 80—90 %) светло-серого, серого и зеленовато-серого цвета. В илах рассеян тонкий песчаный и алевроитовый золотистый материал. В плиоцене (мощность 142 м) среди аналогичных нанопланктонных илов появляются прослои тонкозернистых песчаников, алевролитов и вулканических пеплов. Аридный климат северо-восточной Африки в неогеновое время, очевидно, препятствовал поступлению терригенного материала в гораздо большем объеме путем сноса водными потоками.

Обильный известковый планктон обеспечивает высокую степень стратиграфического расчленения. По планктонным фораминиферам установлены: зоны *Globorotalia fohsi*, *Spheroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* (средний миоцен); нерасчлененные зоны *Globorotalia continuosa* — *Globorotalia merotumida*, зоны *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia tumida* (верхний миоцен); нерасчлененные зоны *Globorotalia margaritae evoluta* — *Globorotalia multicamerata* и зона *Globorotalia tosaensis* (плиоцен). Еще более детальна шкала по нанопланктону, включающая четыре зоны в среднем миоцене (*Discoaster exilis*, *Discoaster kugleri*, *Discoaster hamatus*, *Discoaster bellus*), пять зон в верхнем миоцене (*Discoaster neohamatus*, *Discoaster berggreni*, *Ceratolithus primus*, *Ceratolithus tricorniculatus*, *Ceratolithus acutus*) и четыре зоны в плиоцене (*Reticulofenestra pseudumbilica*, *Discoaster tamalis*, *Discoaster pentaradiatus*, *Cyclococcolithina macintyreii*). Процесс осадконакопления на протяжении неогенового времени был непрерывен; отсутствие отдельных зон следует объяснять пропусками при отборе керна.

Аденский залив ограничен от Аравийского моря глубоководным (5360 м) желобом Алула-Фартак, в своем происхождении связанным с огромным трансформным разломом северо-восточного простирания. Скважинам на западном склоне (скв. 232, глубина океана 1743 м) и на восточном борту (скв. 233, глубина океана 1839 м) этого желоба не удалось достигнуть базальтового фундамента. В скв. 233 нанопланктонные илы плиоцена прорваны дайкой диабазов.

В рассматриваемых скважинах к неогену относится толща нанопланктонных илов и тонкозернистых известковых илов с подчиненными прослоями тонкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов. Очевидно, принос терригенного материала со стороны Аравийского полуострова (система вадии Хадрамаут) был минимален. В скв. 232 разрез начинается поздним верхним миоценом (зоны *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida*) мощностью 168 м. Плиоцен включает нерасчлененные зоны *Globorotalia margaritae evoluta* — *Globorotalia multicamerata* и зону *Globorotalia tosaensis*, мощность осадков этого возраста 166 м. Скв. 233 вскрыла только нанопланктонные илы верхнего плиоцена (зона *Globorotalia tosaensis*); видимая мощность здесь велика — 154 м. По нанопланктону выделяются те же зоны, что и в скв. 231. В отличие от западной части Аденского залива, неогеновые осадки в районе желоба Алула-Фартак характеризуются разнообразными радиоляриями; осадки верхней части верхнего миоцена в скв. 232 соответствуют зоне *Stichocorys peregrina*, а в плиоцене различаются зоны *Spongaster pentas* и *Pterocanium prismatium*.

В Красном море неогеновые отложения вскрыты скважинами 225, 227, 228 (Whitmarsh, Ross et al., 1974). Они приурочены к определенной структурной зоне Красного моря. С точки зрения топографии морского дна, в пределах вытянутой депрессии Красного моря различаются три элемента: мелководные шельфы Саудовской Аравии и Йемена на востоке и Египта, Судана и Эфиопии на западе; главная мульда (впадина), вытянутая от о-вов Зебаир на юге до Синайского полуострова на севере; осевая мульда (впадина) шириной от 30 до 5 км, пересекающая главную мульду и обособляющая в ее пределах краевую зону. В краевой зоне главной мульды и находятся три рассматриваемые скважины. По геофизическим данным осевая мульда характеризуется базальтовым океаническим фундаментом, в полосе главной мульды осуществляется замещение океанического фундамента континентальным.

Скважины 225 и 227 расположены в центре Красного моря, на широте Джидды; скв. 228 — южнее, примерно на широте Порт-Судана.

Разрезы неогеновых отложений в скважинах 225 и 227 оказались практически идентичными, хотя последняя из них бурилась у границы с осевой мульдой, а первая — ближе к тыльной части краевой зоны. Разрез начинается эвапоритовой толщей верхнего миоцена — чередованием ангидрита и галита с доломитизированными аргиллитами и черными крепкими аргиллитами с высоким содержанием органического вещества и пирита. Вскрытая мощность эвапоритовой толщи составляет 135 м, по геофизическим данным она равняется 3—5 км. Выше располагаются отложения плиоцена совсем иного облика — серые алевроитовые аргиллиты с нанопланктоном (алевроитовый и глинистый материал 20—60 %, нанопланктон 20—50 %, тонкозернистый карбонат 5—20 %), переходящие по разрезу в серые и светло-серые глинистые нанопланктонные илы и мел (нанопланктон 30—60 %, тонкозернистый карбонат 10—30 %, планктонные фораминиферы 3—10 %, терригенный материал 30—60 %). Мощность плиоцена в скв. 227—200 м, в скв. 225—120 м.

В эвапоритовой серии органические остатки крайне редки (диатомовые, бентосные фораминиферы, нанопланктон, зубы рыб). Они несравненно богаче в покрывающих отложениях. Здесь многочисленны планктонные фораминиферы, но видовой состав их обедненный, не допускаю-

щий зонального расчленения плиоцена. Скудные ассоциации радиолярий найдены лишь в отдельных прослоях и указывают на временные проникновения этой группы микроорганизмов из Индийского океана. Напротив, комплексы нанопланктона почти идентичны их сообществам в открытых океанических бассейнах, что обеспечивает зональную стратификацию осадков и корреляцию с синхроничными отложениями Индийского океана и Средиземноморья.

Наиболее представлен разрез в скв. 227. В эвапоритовых отложениях здесь обнаружен нанопланктон зоны *Discoaster quinqueringum* (верхний миоцен). В плиоценовых осадках установлены зоны *Ceratolithus tricorniculatus*, *Ceratolithus rugosus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus abies*, *Discoaster surculus*, *Discoaster pentaradiatus*. Нет лишь зоны *Discoaster asymmetricus* в нижней половине плиоцена и зоны *Discoaster brouweri* в его кровле. Выпадение их объясняется местными разрывами в связи с соляной тектоникой. Необходимо отметить, что многие микропалеонтологи (включая и автора статьи) помещают зону *Ceratolithus tricorniculatus* (или соответствующую ей фораминиферовую зону *Globorotalia tumida*) в кровлю верхнего миоцена. В подобной интерпретации граница миоцена и плиоцена в скв. 227 будет проходить несколько выше кровли эвапоритовой серии.

В скв. 225 темные доломитизированные аргиллиты, залегающие непосредственно выше эвапоритов, содержат нанопланктон зоны *Discoaster quinqueringum*, тем самым подтверждая принадлежность эвапоритовой серии к верхнему миоцену. Две следующие зоны (*Ceratolithus tricorniculatus* и *Ceratolithus rugosus*) отсутствуют, а выше выделяется вся серия зон плиоцена от зоны *Discoaster asymmetricus* до зоны *Discoaster brouweri*.

Скв. 228 повторяет разрез только что рассмотренных скважин. В основании располагается эвапоритовая серия верхнего миоцена (вскрыто 45 м) с прослоями алевролитов, обогащенных бором, цинком, свинцом и медью. Она сменяется темно-серыми доломитизированными аргиллитами и далее — толщей переслаивания известковистых алевролитов и глинистых нанопланктонных илов. Мощность плиоцена 125 м. Поскольку район бурения находится против Суданской дельты, образованной конусами выноса нескольких вад, плиоценовые отложения характеризуются здесь высоким содержанием терригенного компонента. Разрез плиоценовых осадков начинается зоной *Reticulofenestra pseudoumbilica*, т. е. можно предполагать перерыв с выпадением трех зон по нанопланктону (в альтернативе — замещение нормально-морских отложений эвапоритовыми и асинхронность кровли эвапоритовой серии). Несомненный разрыв существует на границе образований четвертичного и плиоценового возраста, где выпадает верхнеплиоценовая зона *Discoaster brouweri*.

Поверхность эвапоритовой серии прекрасно прослежена сейсмическими методами в пределах почти всего Красного моря и получила название рефлектора S. Отсутствует он только в осевой мульдe. Как увидим впоследствии, эвапоритовой серии верхнего миоцена здесь нет и базальты перекрыты осадками более позднего возраста.

В западном секторе Индийского океана, между Африканским континентом на западе и системой срединных хребтов Индийского океана на востоке, неоген представлен отложениями двух основных типов. На абиссальных глубинах (от 4500 до 5200 м) Сомалийской, Маскаренской, Мадагаскарской и Мозамбикской впадин к неогену относятся глубоководные некарбонатные бурые глины, серые и зеленые слабоизвестковистые глины с нанопланктоном и глинистые нанопланктонные илы; местами значительное развитие получают песчаные или известковистые турбидиты. В пределах поднятий на глубинах от 1000 до 2300 м (Маскаренское плато, кр. Деви, Мадагаскарский хребет, Мозамбикский хребет) неоген сложен относительно мелководными осадками — калькаренидами, фораминифе-

ровыми и нано-фораминиферовыми илами и мелом. На промежуточных глубинах (3500—4100 м) Юго-Западного Индийского хребта и континентального склона Африки неогеновые отложения имеют переходный характер — нанопланктонные глины и илы с бедным содержанием планктонных фораминифер (Fisher, Bunce et al., 1974; Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974).

В центральной части Сомалийской впадины, где глубины превышают 5000 м, стратификация неогеновых отложений затруднительна из-за бедности органическими остатками. В скв. 240 неоген состоит из бурых и зеленовато-серых алевроитовых глин и алевроитов с нанопланктоном; общая мощность неоген-четвертичных отложений (граница между ними не определена) составляет 163 м. Базальные слои неогена относятся к нижней части верхнего миоцена (зона *Discoaster calcaris*). Поскольку они подстилаются глинами нижнего эоцена, то неоген отделен от палеогена огромным перерывом (более 40 млн. лет). Выше в неогеновых отложениях установлены только верхи верхнего миоцена (зона *Discoaster quinqueringus* по нанопланктону, зона *Globorotalia tumida* по фораминиферам) и нерасчлененный плиоцен. Органические остатки в глинах представляют собой смесь нанопланктона, радиолярий и планктонных фораминифер различного возраста и бентосных фораминифер из различных экологических ниш. Действительно, наряду с глубоководным бентосом встречаются фораминиферы шельфа и даже рифовой полосы (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Asterigerina*, *Elphidium*, *Ammonia beccarii*, *Florilus boueanus* и др.). Таким образом, рассматриваемые глины неогена содержат обильный материал, переотложенный турбидными потоками.

Сходные отложения неогена вскрыты скв. 235 — чередование темно-серых и черно-зеленых глин с нанопланктоном (1—30%) и желтовато-серых и зеленоватых нанопланктонных (60—95%) илов. Соотношение с более древними осадками неясно — интервал в 150 м, отделяющий неоген от верхнего мела, пройден практически без отбора керна. Видимая мощность миоцена 325 м, плиоцена — 125 м. Нанопланктон позволяет выделить осадки среднего миоцена (зоны *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster kugleri*, *Discoaster hamatus*), верхнего миоцена (зоны *Discoaster bellus*, *Ceratolithus primus*) и плиоцена (зоны *Ceratolithus rugosus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Discoaster tamalis*, *Cyclococcolithina macintyreii*). Отсутствие целого ряда зон, несомненно, объясняется эпизодическим отбором керна. Планктонные фораминиферы в подобных глубоководных осадках (глубина океана 5130 м) почти полностью растворены. Сохранились лишь наиболее резистентные виды, относящиеся к зонам *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida* (верхний миоцен), нерасчлененному нижнему плиоцену и зоне *Globorotalia tosaensis* верхнего плиоцена. Радиолярии обильны только в верхнем плиоцене (зона *Pterocanium prismatium*).

На больших глубинах краевой части Сомалийской впадины зеленовато-серые глины с подчиненными прослоями нанопланктонных глин и илов также бедны органическими остатками, причем основная роль в стратиграфическом расчленении осадков принадлежит нанопланктону (скв. 234, глубина океана 4721 м). В данной скважине неоген связан постепенным переходом с верхним олигоценом. Мощность миоцена 156 м, плиоцена — 6 м. Сокращенная мощность последнего объясняется тем, что четвертичные и позднелиоценовые осадки уничтожены размывом. Нанопланктон свидетельствует о наличии в разрезе всех подразделов миоцена — нижнего (зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* и *Discoaster druggi*), среднего (зона *Sphenolithus heteromorphus*) и верхнего (зона *Discoaster bellus*) и средней части плиоцена (зона *Reticulofenestra pseudoumbilica*). Планктонные фораминиферы уничтожены избирательным растворением. По ним устанавливается лишь зона *Globorotalia tumida* (верхний миоцен) и нерасчлененный нижний плиоцен.

Только с уменьшением глубин в краевой части Сомалийской впадины до 4000—4500 м неогеновые осадки становятся гораздо богаче органическими остатками.

На востоке Сомалийской впадины в скв. 236 (глубин 4487 м) неоген перекрывает верхний олигоцен с размывом. Однако перерыв небольшой, охватывает низы аквитанского яруса. Начинается неоген серыми и бурыми глинами с тонкими прослойками нанопланктонных глин и илов. Выше следует толща сероватых, желтоватых и светло-зеленоватых фораминиферовых (до 60% планктонных фораминифер), нанопланктонных и нано-фораминиферовых илов с прослоями известковистых глин. Мощность миоцена 136 м, плиоцена — 24 м. Бурение рассматриваемой скважины шло с непрерывным отбором керна, но выход его не всегда был удовлетворителен. Очевидно, с этим обстоятельством связано отсутствие некоторых зон (или же имеется несколько мелких несогласий). По планктонным фораминиферам, определены нерасчлененные зоны *Globigerinita stainforthi* — *Globigerinatella insueta* в нижнем миоцене, зоны *Globorotalia praefohsi* и *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* в среднем миоцене, зоны *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida* в верхнем миоцене, зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia tosaensis* в плиоцене. Зональная стратиграфия по нанопланктону несколько более детальна (11 зон). Радиоларии развиты главным образом в нижней части верхнего миоцена (зона *Ommatartus antepenultimus*) и в кровле плиоцена (зона *Pterocanium prismatium*).

На западе Сомалийской впадины, у континентального склона Африки (скв. 241), неоген связан с верхним олигоценом постепенным переходом, сложен глинами, алевроитовыми глинами, глинистыми нанопланктонными илами и достигает значительной мощности (около 367 м). Последнее объясняется интенсивным приносом терригенного материала с континента, что подтверждается и составом органических остатков. Среди них обнаружено много переотложенных форм, в том числе мелководные (шельфовые) бентосные фораминиферы (*Ammonia beccarii*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Elphidium lessonii*, *Hanzawaia concentrica*). Бурение проходило с большими пропусками и сделать вывод о характере стратиграфической последовательности весьма затруднительно. По планктонным фораминиферам выделяются зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri* и *Praeorbulina glomerata* в нижнем миоцене, зоны *Globorotalia peripheroronda* и *Globorotalia fohsi* в среднем миоцене, зона *Globorotalia plesiotumida* в верхнем миоцене, зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia multicamerata* в плиоцене. Поскольку эти зоны разделены значительными интервалами без отбора керна, наличие крупных перерывов в разрезе вряд ли допустимо.

В Маскаренской впадине (скв. 239, глубина океана 4971 м) соотношение неогена с палеогеном неясно, поскольку базальные слои среднего миоцена отделены от верхнего олигоцена толщей немых бурых глин и алевроитовых глин мощностью 66 м. Судя по большой мощности этой толщи, переход от олигоцена к миоцену постепенный. Выше бурых глин залегают серые и зеленоватые глины, глинистые алевроиты и нанопланктонные илы и светло-серые до белых нанопланктонные илы среднего миоцена — плиоцена (мощность 140 м). Высокая карбонатность осадков, как и сам факт существования белых нанопланктонных илов на абиссальных пятикилометровых глубинах, объясняется переотложением карбонатного материала из более древних мелководных осадков под воздействием турбидных потоков. Это находит выражение в смешанных ассоциациях планктонных фораминифер и нанопланктона (меловые, палеогеновые и неогеновые микроорганизмы), сортировке планктонных фораминифер по размеру, в смешении различных экологических комплексов бентосных фораминифер (батиальные виды *Pyrgo*, *Epistominella*, *Eggerella*, *Globocassi-*

dulina сопровождаются шельфовыми *Elphidium*, *Borelis*, *Amphistegina*, *Rotalia*, *Ammonia*), присутствии обломков мелководных мшанок, моллюсков, эхинодермат.

Поступление пелагического органогенного карбоната было, очевидно, очень ограниченным в силу избирательного растворения. На основании скудного нанопланктона выделяются зоны *Sphenolithus heteromorphus* и *Discoaster hamatus* в среднем миоцене, зоны *Discoaster calcaris* и *Discoaster quinqueramus* в верхнем миоцене. По планктонным фораминиферам фиксируется зона *Globorotalia tumida* верхнего миоцена и нерасчлененный нижний плиоцен.

На юге Мадагаскарской впадины (скв. 245, глубина 4857 м) к неогену принадлежит пачка бурых алевроитовых глин, практически лишенных органических остатков; мощность 35 м. В одном прослое известковистых глин обнаружен нанопланктон среднего миоцена. Возможность его переотложения, однако, не исключена, и возраст осадков в таком случае будет более молодым. Пропуском в 19 м бурые глины отделены от осадков верхнего эоцена. Перерыв между неогеном и палеогеном здесь вполне вероятен.

В Мозамбикской впадине характер неогеновых отложений неодинаков по периферии и в центре этой впадины.

В северо-западной краевой части Мозамбикской впадины скв. 248 (глубина 4994 м), находящаяся примерно в 50 км от крутого уступа Мозамбикского хребта, вскрыла толщу грубых турбидитов неогена, залегающих резко несогласно на зеленовато-серых глинах нижнего эоцена. В миоцене доминируют грубые кварцевые пески, глинистые и алевроитовые пески, глинистые алевроиты. Высокое содержание кварца (до 75%) и полевых шпатов, обломки гранитов и состав аксессуарных минералов свидетельствуют, что источником образования этого терригенного материала служили кислые интрузивные и метаморфические породы Африки и Мадагаскара. Мощность миоцена 184 м. Плиоцен сложен более тонкими турбидными осадками — темно-серыми и зеленоватыми алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами. Мощность нерасчлененных плиоцен-четвертичных отложений 130 м.

Базальные слои турбидитов содержат лишь переотложенные мелководные бентосные фораминиферы различного возраста; присутствие среди них миогипсин подтверждает миоценовый возраст осадков. Выше встречены бедные комплексы планктонных фораминифер среднего миоцена (нерасчлененные зоны *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* и *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis*), верхнего миоцена (зона *Globorotalia tumida*) и плиоцена (зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia multicamerata*). Отложения верхнего миоцена и плиоцена установлены и по нанопланктону, причем самая верхняя зона (*Discoaster brouweri*) венчает плиоцен.

В центральной части Мозамбикской впадины (скв. 250, глубина 5119 м) неоген также представлен мощной толщей турбидитов. Но здесь это уже будут тонкие терригенные осадки — бурые, серо-зеленые и темно-серые алевроитовые глины и глинистые алевроиты. Обычно они лишены биогенного известкового компонента или же содержат тонкие прослойки глинистых нанопланктонных илов. Мощность миоцена 406 м, плиоцена — 155 м. Формирование неогеновых турбидитов с переотложенными эоценовыми и олигоценовыми планктонными фораминиферами и мелководными бентосными фораминиферами контролировалось интенсивными донными течениями. Они приносили в центральную часть впадины тонкий терригенный материал, размывая, вероятно, обширный конус выноса древней р. Замбези.

Известковые микроорганизмы, опускавшиеся на дно из толщи воды, почти полностью уничтожены процессами растворения. Оставшиеся экземпляры несут сильные следы резорбции. Бедными комплексами планк-

тонных фораминифер характеризуются нерасчлененный нижний миоцен, нерасчлененный верхний миоцен, зона *Globorotalia tosaensis* верхнего плиоцена. По нанопланктону установлены зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* и *Discoaster druggi* нижнего миоцена (аквитанский ярус), нерасчлененная серия зон от зоны *Sphenolithus belemnos* до зоны *Sphenolithus heteromorphus* (нижний — средний миоцен), зона *Discoaster quinqueramus* верхнего миоцена и зоны *Discoaster asymmetricus*, *Discoaster surculus* и *Discoaster brouweri* плиоцена. Прослой глин с планктоном разделены пачками бурых глин, лишенных органических остатков.

В рассматриваемом разрезе миоцен начинается осадками самой нижней зоны аквитанского яруса. Очевидно, он отделен несогласием и крупным перерывом от более древних отложений, поскольку миоцен подстилается пачкой (25 м) немых бурых глин, а ниже сразу следуют серо-зеленые глины верхнего мела (коньякский ярус). К сожалению, точное положение перерыва (под миоценом или внутри возможного палеогена) определить не удастся.

На небольших глубинах (1623 м) Маскаренского плато неоген сложен монотонными мягкими нано-фораминиферовыми илами белого и светло-серого цвета (скв. 237). Они состоят из нанопланктона (45—90%), планктонных фораминифер (5—40%) и радиолярий (5—10%) с ничтожной примесью глинистого материала, вулканического пепла, диатомовых, спикул губок и рыбных остатков. Мощность миоцена 107 м, плиоцена — 46 м.

Обильный планктон предоставляет великолепные возможности для стратиграфического расчленения неогена. Однако бурение в неконсолидированных осадках подчас приводило к перемешиванию осадков различного возраста. Поэтому в целях осторожности по планктонным фораминиферам различают нижний миоцен, средний миоцен, а зональное подразделение дается только для верхнего миоцена (зоны *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida*) и плиоцена (зоны *Globorotalia margaritae evoluta*, *Globorotalia multicamerata*, *Globorotalia tosaensis*). Нанопланктон анализировался, естественно, из мельчайших кусочков илов и прекрасно иллюстрирует высокую стратиграфическую разрешающую возможность данной группы микроорганизмов. В нижнем миоцене фиксируются зоны *Discoaster druggi*, *Sphenolithus belemnos*, *Helicopontosphaera ampliapertura*; в среднем миоцене — зоны *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, *Discoaster kugleri*, *Discoaster hamatus*; в верхнем миоцене — *Discoaster bellus*, *Discoaster neohamatus*, *Discoaster berggreni*, *Ceratolithus primus*, *Ceratolithus tricorniculatus*, *Ceratolithus acutus*; в плиоцене — *Ceratolithus rugosus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Discoaster tamalis*. По радиоляриям установлены зоны *Ommatartus penultimus* и *Stichocorys peregrina* в верхнем миоцене и зоны *Spongaster pentas* и *Pterocanium prismatium* в плиоцене.

Самая нижняя зона нижнего миоцена по нанопланктону (*Triquetrorhabdulus carinatus*) не обнаружена. Возможно, это связано с пропуском в отборе кернa при бурении, возможно, — с наличием перерыва. Но и в последнем случае стратиграфический пробел между нижним миоценом и верхним олигоценом (зона *Globigerina ciperoensis*) в скв. 237 ничтожен.

На Мадагаскарском хребте (скв. 246, глубина океана 1030 м) неоген состоит из фораминиферовых илов с подчиненными прослоями фораминиферо-нанопланктонных илов. Первые из них следует классифицировать как фораминиферовые пески, из которых нанопланктон вынесен донными течениями. Залегает неоген с размывом на детритовых известняках олигоцена. Бурение проходило с большими пропусками, было взято всего лишь три кернa. Они принадлежат к зоне *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri* нижнего миоцена, зоне *Globorotalia peripheroronda* среднего миоцена и зоне *Globorotalia margaritae evoluta* плиоцена. Мощность неоген-четвертичных отложений 130 м.

Прекрасно развиты неогеновые отложения в Мозамбикском проливе (хр. Деви), разделяющем Африку и Мадагаскар. Скважина 242 (глубина океана 2275 м) вскрыла непрерывный разрез осадков неогена, без перерыва сменяющих верхний олигоцен (зону *Globigerina ciperoensis*). К нижнему миоцену относится буроватый глинистый нанопланктонный мел с содержанием нанопланктона до 60%. Серый и зеленоватый нано-фораминиферовый глинистый мел слагает средний миоцен и низы верхнего миоцена. В верхней части верхнего миоцена и плиоцене доминируют мягкие зеленовато-серые глинистые нанопланктонные илы с достаточно высоким содержанием планктонных фораминифер (обычно 5—10%, иногда до 20%). Мощность миоцена 350 м, плиоцена — 100 м. Таким образом, на протяжении всего неогенового времени район хр. Деви характеризовался пелагическим карбонатным осадконакоплением, а принос тонкого терригенного материала был сведен к минимуму. Экваториальные воды отличались высокой биологической продуктивностью и средняя скорость накопления органогенных илов составляет 20 м/млн лет.

Хотя бурение и проходило со значительными пропусками, по планктонным фораминиферам установлено большинство подразделений зональной шкалы неогена. Нижний миоцен включает зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*, *Globigerinita dissimilis*, *Globigerinita stainforthi*, *Praeorbulina glomerata*; средний миоцен состоит из зон *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia praefohsi*, *Globorotalia fohsi*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi*, *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis*; в верхнем миоцене различаются зоны *Globorotalia continua*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia tumida*; в плиоцене определены зоны *Globorotalia margaritae* *evoluta* и *Globorotalia tosaensis*. Столь же детально и зональное расчленение по нанопланктону, из 18 единиц зональной шкалы установлено 14 (Müller, 1974). Отсутствуют лишь зона *Helicorontosphaera ampliaperita* в нижнем миоцене, зона *Catinaster coalitus* в среднем миоцене, зона *Discoaster calcaris* в верхнем миоцене и зона *Ceratolithus rugosus* в плиоцене. Столь полная микропалеонтологическая характеристика делает разрез неогеновых отложений в скв. 242 одним из опорных разрезов в Индийском океане.

В осевой части Мозамбикского хребта (скв. 249, глубина океана 2088 м) осадки неогена с крупным перерывом располагаются прямо на отложениях верхнего мела (маастрихта). Неоген сложен однообразными серыми и светло-серыми мягкими нано-фораминиферовыми илами с очень постоянным содержанием планктонных фораминифер (от 5% до 55%). В верхней части разреза органогенные илы весьма чистые; ниже они становятся слабоглинистыми (содержание глины 4—10%) и намечают переход к более уплотненному мелу.

Значительная часть миоцена также выпадает из разреза, поскольку базальные слои миоцена принадлежат к зоне *Globorotalia fohsi* по планктонным фораминиферам или зоне *Discoaster kugleri* по нанопланктону (середина среднего миоцена). Прекрасно развит верхний миоцен (зоны *Globorotalia continua*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia tumida* по фораминиферам или соответствующие им зоны *Discoaster calcaris*, *Discoaster quinqueramus* и *Ceratolithus tricorniculatus* по нанопланктону). Мощность миоцена 169 м. К плиоцену относится лишь пласт илов мощностью 1 м с планктонными фораминиферами зоны *Globorotalia margaritae* *evoluta*. Выше несогласно располагаются мало мощные осадки (1,7 м) четвертичного времени.

В скв. 251 (глубина океана 3489 м) на северо-западном склоне Юго-Западного Индийского хребта осадки неогена согласно подстилаются базальтами (эта скважина находится примерно в 180 км от осевой части хребта). В кровле базальты сильно выветрелые, стекловатые, пузыристые; вниз по разрезу они замещаются свежими средне- и грубозернистыми

компактными базальтами, обнаруживающими переход к диабазам. На базальтах залегает пачка (18 м) желтовато-бурого тонкозернистого мела, обогащенного мельчайшими (2 мк) зернами аутигенного граната (до 20%) и окислами железа. Минерализация, очевидно, отражает метасоматический привнос из подводных излияний базальтовой лавы.

Вышележащие осадки неогена подразделяются на две толщи. Нижняя из них (нижний и средний миоцен) сложена буроватым, белым, зеленоватым или пятнистым уплотненным наупланктонным мелом; верхняя толща (верхний миоцен и плиоцен) состоит из белых, светло-серых и пятнистых пестроцветных мягких наупланктонных илов. Мощность миоцена 359 м, плиоцена — 92 м.

Из-за большой глубины накопления органогенных илов основная масса планктонных фораминифер уничтожена избирательным растворением. Обычно комплекс их включает лишь несколько наиболее резистентных видов. Нередки образцы с мелкими и корродированными, практически неопределенными до вида раковинами фораминифер. Поэтому по планктонным фораминиферам различаются не зоны, а более крупные стратиграфические единицы: аквитанский и бурдигальский ярусы нижнего миоцена; нижняя (зоны *Globorotalia peripheroronda* — *Globorotalia fohsi*) и верхняя (нерасчлененный интервал от зоны *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* до зоны *Globorotalia continuosa*) части среднего миоцена; верхний миоцен; нерасчлененный нижний плиоцен (зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia multicamerata*) и зона *Globorotalia tosaensis* верхнего плиоцена.

Неогеновый наупланктон в скв. 251 очень хорошо иллюстрирует гораздо большую устойчивость данной группы микроорганизмов к избирательному растворению. Многие из зональных единиц четко устанавливаются в разрезе: зоны *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, *Discoaster kugleri*, *Catinaster coalitus*, *Discoaster hamatus* в среднем миоцене; зоны *Discoaster calcaris*, *Discoaster quinqueramus*, *Ceratolithus tricorniculatus* в верхнем миоцене; *Ceratolithus rugosus*, *Discoaster asymmetricus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Discoaster surculus*, *Discoaster brouweri* в плиоцене.

Геологическое строение осадочного чехла на обширных пространствах южного сектора Индийского океана известно крайне слабо. Бурение с корабля «Гломар Челленджер» проводилось лишь во впадине Крозе и в антарктических водах у Земли Уилкса.

Во впадине Крозе скв. 251 (глубина океана 5032 м) вскрыла 247 м зеленовато-серых диатомово-радиоляриевых алевроитовых глин (Davies, Luyendyk et al., 1974). Эти осадки формировались ниже уровня карбонатной компенсации и планктонные микроорганизмы с известковым скелетом в них полностью отсутствуют. В нижней части разреза глины характеризуются радиоляриями зоны *Ommatartus penultimus* (верхний миоцен), выше появляются обедненные комплексы плиоценовых радиолярий. Граница с четвертичными отложениями точно не определена. По сейсмическим данным, акустический фундамент находится здесь на глубине 375 м. Базальную часть осадочного чехла вскрыть не удалось — бурение скважины было прекращено из-за плохих погодных условий.

В антарктических водах скважины составляют профиль, протягивающийся в меридиональном направлении от южного склона Юго-Восточного Индийского срединного хребта к континентальному цоколю Земли Уилкса (Hayes, Frakes et al., 1975). На юге (скв. 266, 267, 268, 269) неоген отличается стратиграфической полнотой, согласно сменяя отложения олигоцена. В скв. 267В глины миоцена перекрывают наупланктонный мел верхнего эоцена, но это несогласие имеет чисто локальный характер. Севернее, на южном склоне срединно-океанического хребта разрез неогена сокращенный — неоген начинается наупланктонным мелом среднего миоцена, залегающим на базальтах океанического фундамента (скв. 265).

Литологический характер неогеновых отложений в северном направлении, от побережья Антарктиды к Срединно-Океаническому хребту, меняется. Однако следует сразу же оговориться, что бурение с эпизодическим отбором керна, крайняя бедность планктона с известковым скелетом и неразработанность стратиграфии неогена высоких широт по планктону с кремнистым скелетом вносят определенный элемент условности в трактовку тех стратиграфических единиц, о которых речь пойдет ниже.

В скважинах 268 и 269, пробуренных у подножья континентального склона Антарктиды на глубинах, соответственно, 3529 и 4282 м, неоген практически полностью сложен терригенными образованиями — глинами, алевроитовыми глинами, алевроитами, тонкозернистыми песками. В нижнем миоцене отдельные прослои глин содержат бедный нанопланктон — *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster* aff. *deflandrei*, *Sphenolithus morifornus* (Bukry, 1975). В среднем миоцене нанопланктон совсем редок, но появляются диатомовые. Последние становятся стандартным компонентом осадка в верхнем миоцене и особенно плиоцене. Но вообще на протяжении всего неогенового времени содержание планктона в осадках остается очень незначительным в связи с быстрым накоплением терригенного материала. Структурные особенности отложений указывают на перенос и распределение этого материала турбидными потоками и сильными донными течениями. Мощность неогена в скв. 269 около 800 м, в скв. 268 — порядка 350 м.

В скв. 268 обломки интрузивных (кислых и основных), метаморфических и осадочных пород, попавших в осадок после таяния айсбергов, встречаются, начиная с нижнего миоцена (а возможно и верхнего олигоцена). В отложениях верхнего миоцена и плиоцена они особенно многочисленны. Состав обломков ледникового происхождения гораздо разнообразнее, чем современных выходов пород на территории Земли Уилкса. Очевидно, эти древние источники обломочного материала в настоящее время полностью скрыты под ледовым панцырем Антарктиды. В скв. 269 ледниковые обломки распознаются с трудом из-за обилия грубого терригенного материала, принесенного турбидными потоками. Присутствие их несомненно в плиоцене.

В скважинах 267, 266 и 265 основной составляющей частью осадков становится известковый и кремнистый планктон, а терригенный компонент представлен тонким глинистым материалом. В разрезах хорошо выделяются две толщи осадков: нижняя сложена нанопланктонным илом и мелом, верхняя — диатомовыми глинами и диатомовыми илами. Между ними располагается пачка осадков переходного облика.

В скв. 267 и 267В (глубина 4522 м), как указывалось ранее, нанопланктонные илы и мел с бедными комплексами планктонных фораминифер относятся к верхнему эоцену и олигоцену. Лишь самые верхние слои карбонатной толщи с нанопланктоном группы *Discoaster deflandrei* могут соответствовать низам нижнего миоцена. Практически весь неоген мощностью до 300 м сложен диатомовыми илами, диатомовыми глинами и алевроитовыми глинами. Мелкие обломки и грубые зерна различных пород, обусловленные ледниковым разносом, достоверно найдены в осадках верхнего миоцена и плиоцена.

Севернее, в скв. 266 (глубина 4167 м) нанопланктонные илы и мел с прослоями нанопланктонных глин приурочены к нижнему миоцену и низам среднего миоцена. В верхней части среднего миоцена и, очевидно, в низах верхнего миоцена нанопланктонные илы и глины переслаиваются с диатомовыми илами и глинами. Поздний верхний миоцен и плиоцен состоят исключительно из диатомовых илов и глинистых диатомовых илов. Мощность неогена около 300 м. Грубые песчаные зерна, попавшие в осадок после таяния айсбергов, появляются в осадках предположительно позднего верхнего миоцена и достоверно — в осадках плиоцена.

По нанопланктону в неогеновых отложениях скв. 266 выделяются: нерасчлененный верхний олигоцен — нижний миоцен с *Discoaster deflandrei*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus bukryi*, *C. floridanus*, *Reticulofenestra gartneri*; аналог зоны *Helicopontosphaera ampliaperita*, верхняя часть нижнего миоцена; аналоги зоны *Sphenolithus heteromorphus* и зоны *Discoaster exilis* (нижняя половина среднего миоцена). Планктонные фораминиферы немногочисленны: нижний миоцен характеризуется *Globigerinita dissimilis* и *Globigerina woodi*; слои, переходные от нижнего миоцена к среднему, содержат *Globorotalia zealandica*, *Globigerina woodi*, *Globorotaloides suteri*. В верхнем миоцене и плиоцене развит только планктон с кремнистым скелетом.

Наконец, в скв. 265 (глубина океана 3581 м) выше базальтов согласно залегает толща (мощность около 75 м) нанопланктонных илов и мела с незначительным содержанием диатомовых. На основании нанопланктона эти отложения охватывают средний миоцен и самую нижнюю часть верхнего миоцена (зону *Discoaster bellus*). Из планктонных фораминифер здесь встречаются *Globorotalia siakensis*, *G. continuosa*, *G. conica*, *Globigerina woodi*, *Globigerinita* sp. Выше следуют диатомовые илы, иногда глинистые или с примесью тонкозернистого карбоната; мощность около 300 м. По возрасту эти осадки относятся к верхнему миоцену и плиоцену, причем плиоценовая часть разреза характеризуется *Globorotalia crassaformis*, *G. inflata*, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba* в сочетании с более частой *Globorotalia pachyderma*. В неогеновых осадках этой скважины, отстоящей на огромное расстояние от берегов Антарктиды, материал ледникового разноса не обнаружен.

Как видим, толщи нанопланктонных и диатомовых илов принадлежат к фациальным категориям, а граница между ними скользит во времени. На юге в скв. 267 она проходит в базальных слоях нижнего миоцена, в скв. 266 — в середине среднего миоцена, а на севере в скв. 265 — в базальных слоях верхнего миоцена. Обломочный материал ледникового разноса ассоциирует с фацией диатомовых илов, продвигаясь с течением геологического времени в северном направлении. На юге ледниковый материал обнаружен в отложениях нижнего миоцена и, возможно, верхнего олигоцена; на севере (скв. 265) — только в осадках четвертичного возраста.

Подобное распределение фаций и ледникового материала объясняется рядом причин. Прежде всего, имело место общее похолодание климата, постепенное продвижение холодного фронта на север, возникновение Антарктического циркумполярного течения. Очевидно, своего максимального значения похолодание достигло в поздненеогеновое (верхний миоцен — плиоцен) и четвертичное время, когда карбонатные осадки умеренного климата с обедненными ассоциациями нанопланктона и планктонных фораминифер полностью заместились в разрезе диатомовыми илами. Если же гипотеза спрединга и дрифта континентов справедлива, то необходимо добавить еще две причины. Во-первых, перемещение континента Антарктиды в южном направлении, из умеренных широт Юго-Восточного Индийского хребта в южнополярные широты. Во-вторых, погружение базальтового ложа океанов, когда относительно мелководные карбонатные осадки, сформировавшиеся на склоне Срединно-Океанического хребта, в процессе дрифта океанической коры оказывались в области абиссальных глубин и замещались в разрезе некарбонатными осадками. Океаническое погружение базальтового фундамента существует, впрочем, и вне связи с гипотезой спрединга, хотя причина его неясна, а величину погружения оценить подчас затруднительно из-за возможных колебаний уровня карбонатной компенсации.

Обзор неогеновых отложений Индийского океана показывает их большую фациальную пестроту. Как и ранее, неогену свойственны разнообразные относительно мелководные карбонатные осадки (от прибрежных

калькаренитов и фораминиферовых песков до нанопланктонных илов), глубоководные глинистые осадки (от нанопланктонных глин до немых бурых глин) и радиоляриевые илы. Но, в отличие от мелового и палеогенового времени, в неогене бореальных районов широкое распространение получают диатомовые илы и глины (с обломками ледникового разноса) и повсеместно развиты мощные толщи терригенных и карбонатных турбидитов. Возникновение первых из них обусловлено общим похолоданием климата Земли и появлением ледникового покрова Антарктиды, вторых — альпийскими тектоническими процессами на континентах и островах, обрамляющих Индийский океан. С этими процессами связано и почти полное обособление от мирового океана впадины Красного моря с накоплением многокилометровой толщи эвапоритов.

Четвертичные отложения

В Индийском океане четвертичные отложения вскрыты подавляющим большинством скважин, пробуренных с корабля «Гломар Челленджер». На юге Мадагаскарской впадины (скв. 245) бурые глины поверхностного слоя осадков характеризуются скудным комплексом органических остатков миоцена. Возможно, четвертичные отложения сметены здесь донными течениями, но не исключено и переотложение миоценовых микроорганизмов в осадки более молодого возраста. Достоверно не доказано присутствие четвертичных осадков в скв. 257 (впадина Уортона). Скорее всего, они входят здесь в состав толщи бурых и цеолитовых абиссальных глин, лишенных микрофауны и флоры. На западе Сомалийской впадины (скв. 234) на дне океана обнажаются осадки средней части плиоцена.

Четвертичные осадки неизменно подстилаются отложениями плиоцена.

В скважинах 213, 214, 215, 219, 221, 222, 225, 231, 232, 233, 235, 236, 237, 238, 241, 242, 248, 250, 251, 253, 254, 258, 262, 264 этот контакт согласный, т. е. переход от верхнеплиоценовых отложений (зона *Globorotalia tosaensis* по планктонным фораминиферам или зона *Discoaster brouweri* по нанопланктону) к четвертичным постепенный. Очевидно, аналогичное соотношение наблюдается в скв. 265, 266, 267, 268, 269 в южнополярном бассейне, но палеонтологические доказательства здесь менее убедительны.

В скв. 249 (Мозамбикский хребет) четвертичные отложения располагаются с разрывом на базальных слоях плиоцена (зона *Globorotalia margaritae evoluta*), а в скв. 227 (Красное море) — на осадках его средней части (зона *Discoaster pentaradiatus*).

В скважинах 211, 212, 216, 217, 218, 220, 223, 224, 228, 239, 240, 247, 252, 255, 256, 259, 260, 261, 263 четвертичные отложения несомненно подстилаются плиоценом, но характер контакта остается неясным — четвертичные и плиоценовые осадки либо разделены интервалом без отбора керна, либо входят в состав толщ бурых океанических глин и турбидитов, не поддающихся детальному стратиграфическому расчленению.

С точки зрения соотношения четвертичных отложений с более древними образованиями исключением, но исключением принципиально важным, является скв. 226 в осевой мульде Красного моря. Здесь четвертичные осадки залегают на базальтах, составляющих, очевидно, верхнюю часть океанического базальтового фундамента.

На абиссальных равнинах восточного сектора Индийского океана четвертичные отложения глубоководны и довольно разнообразны по своему литологическому облику (von der Borch, Sclater et al., 1974; Veevers, Heirtzler, Krashennnikov et al., 1974; Davies, Luyendyk et al., 1974). Среди них выделяется три типа:

1) Радиоляриево-диатомовые илы в сочетании с бурыми и цеолитовыми известковистыми глинами, формировавшиеся ниже уровня карбо-

натной компенсации (скв. 211, 213, 256, 261). Состав первых из них весьма непостоянен. Так, в скв. 213 (впадина Уортона) илы содержат 50—75 % диатомовых, 12—40 % радиолярий и до 7 % глины; в скв. 261 (равнина Арго) количество диатомовых и радиолярий понижается, соответственно до 15 и 20 %, а глинистого материала — повышается до 50 %. Во впадине Уортона (скв. 211, 213) бурые глины иногда характеризуются обилием пепла (риолитовое стекло, связанное с вулканизмом островной дуги Индонезии) — до 25 %. Мощность четвертичных отложений варьирует от 3,5 до 19 м.

2) Турбидиты, представляющие собой пестрое чередование бурых глин, радиоляриевых илов, нанопланктонных илов, алевролитов, тонких глинистых песчаников. Комплексы радиолярий, планктонных фораминифер и нанопланктона состоят из смеси четвертичных и более древних форм. Нередко планктонные фораминиферы включают лишь мельчайшие, трудно определяемые раковины глобигерин, глобороталий и глобигеринидесов, хорошо отсортированные в процессе переноса. Глубоководные виды бентосных фораминифер ассоциируют с мелководными (шельфовыми) формами. Переотложение известкового планктона объясняет известковистость турбидитов на абиссальных равнинах (глубины от 5 000 м до 6 240 м). Турбидиты установлены во впадине Уортона (скв. 212), но особенно типичны на равнинах Гаскойн и Кювье (скв. 260, 263) вдоль шельфа Австралии, откуда и происходил снос карбонатного материала. Мощность толщи турбидитов значительна, в скв. 263 она превышает 60 м.

3) Глинистые нанопланктонные илы с цеолитами и видами планктонных фораминифер, наиболее устойчивыми к избирательному растворению. Они развиты на равнине Перта, где глубины несколько меньше (скв. 259, глубина 4712 м). Мощность 8 м. Резкое преобладание *Globorotalia inflata* в сочетании с *G. truncatulinoides*, *G. dutertrei*, *G. crassaformis*, *Globigerina bulloides* свидетельствует об умеренном климате.

Самый полный разрез четвертичных отложений в Индийском океане приурочен к узкой Тиморской мульде, находящейся примерно в 50 км к югу от о-ва Тимор (скв. 262, глубина океана 2298 м). Разрез отличается большой мощностью (338 м) и обилием органических остатков (Veevers, Heirtzler, Krasheninnikov et al., 1974; Rögl, 1974).

Четвертичные отложения подразделяются на две толщи. Нижняя характеризуется зеленовато-серыми глинистыми нанопланктонными илами (в среднем, 60 % нанопланктона, 20 % глины) с подчиненным количеством тонкозернистого карбоната (10 %) и планктонных фораминифер (5 %); мощность 76 м. Содержание радиолярий, диатомовых, силикофлагеллят ничтожно. Верхняя толща мощностью 262 м состоит из чередования зеленовато-серых и светло-зеленых радиоляриево-нанопланктонных илов и глинистых нанопланктонных илов. Компонентами первых из них являются нанопланктон (50 %), радиолярии (20 %), глина (15 %), тонкозернистый карбонат (10 %), планктонные фораминиферы, диатомовые, спикулы губок и др. (5 %); в глинистых нанопланктонных илах содержание глины превышает такое радиолярий. Подчиненное положение занимают тонкие прослои нано-фораминиферовых илов и фораминиферовых песков (до 85 % планктонных фораминифер).

Четвертичные отложения скв. 262 соответствуют зоне *Globorotalia truncatulinoides* (в широком понимании этой зональной единицы), которая включает пять подзон: *Globorotalia crassaformis* *viola*, *Globorotalia crassaformis* *hessi*, *Globigerina calida* *calida*, *Globigerina bermudezi* (плейстоцен) и *Globorotalia fimbriata* (голоцен). Последняя подзона установлена условно — индекс-вид не обнаружен, но отсутствует и *Globorotalia crassaformis* *hessi*, не переходящая в современные осадки; мощность голоцена не превышает 5 м. По нанопланктону различаются зоны *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* (плейстоцен) и *Emiliania huxleyi*.

(поздний плейстоцен — голоцен). Необходимо подчеркнуть, что по данным этой группы микроорганизмов граница плиоцена и плейстоцена (т. е. кровля зоны *Discoaster brouweri*, где дискоастеры теряют свое доминирующее значение) проводится на 70 м ниже по отношению к рассматриваемому уровню в интерпретации планктонных фораминифер.

Скорости накопления четвертичных осадков в Тиморской мульде были весьма велики — порядка 185 м/млн лет. Они объясняются высокой биологической продуктивностью экваториальных вод (скважина находится у 11° ю. ш.) и интенсивным приносом тонкого терригенного материала с Австралийского шельфа и горных сооружений о-ва Тимор.

На умеренных глубинах Восточно-Индийского хребта, хр. Броукенридж и плато Натуралистов четвертичные отложения представлены органогенными карбонатными илами (Davies, Luyendyk et al., 1974, von der Borch, Slater et al., 1974; Hayes, Frakes et al., 1975). Доминируют мягкие белые, желтоватые, светло-серые и зеленоватые фораминиферово-нанопланктонные илы с содержанием планктонных фораминифер до 65 % и нанопланктона в пределах 35—48 %; радиолярии занимают подчиненное положение, но разнообразны по видовому составу (скв. 216, 214, 253, 254, 258, 264). Осадки очень чистые, примесь терригенного материала ничтожна. Мощность варьирует от 5,5 м в скв. 254 до 30 м в скв. 258. В стратиграфическом отношении наиболее полные разрезы четвертичных отложений вскрыты скважинами 214, 216, 258, где по нанопланктону установлены зоны *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliana huxleyi*. С помощью планктонных фораминифер в скв. 214 и 258 осадки четвертичного времени подразделены на зону *Globorotalia truncatulinoides* в узком понимании (нижняя часть плейстоцена) в зону *Globigerina calida calida* с индекс-видом, *Globigerinella adamsi*, розовыми *Globigerinoides ruber* и *Globigerina rubescens* (верхняя часть плейстоцена — голоцена); в остальных скважинах плейстоцен-голоцен соответствует зоне *Globorotalia truncatulinoides* в широком понимании.

В более глубоководной северной части Восточно-Индийского хребта (скв. 217, глубина 3030 м) чисто органогенные четвертичные илы замещаются глинистыми нанопланктонными илами (нанопланктон до 60 %, глина до 35 %, планктонные фораминиферы до 15 %, радиолярии и диатомовые до 10 %); мощность их (неполная) 22 м. Нанопланктон свидетельствует о присутствии зон *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliana huxleyi*.

Сравнение комплексов планктонных фораминифер из четвертичных отложений тропической (скв. 214, 216, 217) и умеренной (скв. 253, 254, 255, 258, 264) полосы показывает заметное изменение видового состава — на юге доминируют *Globorotalia inflata* и *G. crassaformis*, а виды группы *G. menardii* немногочисленны.

В глубоководной области Центрально-Индийской впадины (скв. 215, глубина 5321 м) четвертичные радиоляриево-диатомовые и глинистые радиоляриевые илы имеют очень небольшую мощность (6 м) и лишены планктона с известковым скелетом (von der Borch, Slater et al., 1974). На умеренных глубинах западной части Центрально-Индийской впадины (скв. 238, глубина 2845 м) плейстоцен и голоцен сложены светлыми нанопланктонными и нано-фораминиферовыми илами с радиоляриями и диатомовыми; мощность 38 м (Fisher, Bunce et al., 1974). Осадки хорошо расчленяются на зоны по планктонным фораминиферам (*Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerina calida calida*), нанопланктону (*Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Emiliana huxleyi*) и диатомовым (зоны 1, 2, 3, 4, 5 в интерпретации Шрадера). Граница плиоцена и плейстоцена проводится практически однозначно по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям, но несколько ниже (на 11 м) по диатомовым.

В северном секторе Индийского океана (Бенгальский залив, Аравий-

ское море, Аденский залив) при достаточном литологическом разнообразии четвертичных отложений необходимо, прежде всего, отметить широкое распространение турбидитов и сравнительно высокое содержание терригенного материала в карбонатных илах (von der Borch, Sclater et al., 1974; Whitmarsh, Weser et al., 1974; Fisher, Bunce et al., 1974).

В Бенгальском заливе мощная толща (210 м) четвертичных турбидитов (дистальная часть конуса выноса Инда и Брампутры) имеет трехчленное строение (скв. 218). Основание толщи сложено наноплактонными илами с прослоями глинистых алевроитов и глин; в средней части преобладают пески, алевроиты, глинистые алевроиты, песчанистые алевроиты; в кровле снова развиты глинистые и алевроитовые наноплактонные илы. Несмотря на наличие переотложенных более древних органических остатков, четвертичные отложения подразделяются четко на зоны *Globorotalia truncatulinoides* и *Globigerina calida calida* по планктонным фораминиферам и зоны *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliania huxleyi* по наноплактону.

При обзоре неогеновых отложений Бенгальского залива отмечалось, что поступление терригенного материала происходило «пульсациями», благодаря чему осадочная толща имеет циклическое строение (турбидиты чередуются с органогенными илами). В неогене наблюдалось три таких «пульсации». Четвертая «пульсация» приурочена к верхней половине плейстоцена, причем принос грубого песчаного материала в этот период времени был максимальным. Интенсификация турбидных потоков, вероятно, связана с тектоническими поднятиями и усиленной эрозией на территории Гималаев в верхнеплейстоценовое время. Пачка наноплактонных илов (8 м), венчающая разрез, относится, очевидно, к постгляциальной эпохе (голоцен).

В юго-восточной части Аравийского моря на умеренных глубинах (1764 м) Чагос-Лаккадивского плато четвертичные отложения представлены светло-серыми и зеленоватыми наноплактонными илами с заметным содержанием глинистого и алевроитового материала (скв. 219). Иногда илы обогащены вулканическим пеплом (до 5%). Мощность 30 м. Разнообразные планктонные фораминиферы позволяют установить зоны *Globorotalia truncatulinoides* и *Globigerina calida calida*.

На склоне Чагос-Лаккадивского плато (скв. 220, глубина 4036 м) плейстоцен сложен желтоватыми и буроватыми глинистыми наноплактонными илами и наноплактонными глинами; мощность 12 м. Турбидный характер осадков доказывается гетерогенным составом фораминифер — совместно с корродированными четвертичными планктонными видами (избирательное растворение) встречаются переотложенные эоценовые и плиоценовые планктонные фораминиферы хорошей сохранности, а также мелководные бентосные фораминиферы. По наноплактону илы и глины относятся к нижнему плейстоцену (зона *Pseudoemiliania lacunosa*) и низам верхнего плейстоцена (зона *Coccolithus doronicoides*).

На юге Аравийской абиссальной равнины (скв. 221, глубина 4650 м) развиты типичные глубоководные турбидиты четвертичного времени; мощность 109 м. Они состоят из сложного чередования наноплактонных илов, алевроитов, глин и хорошо слоистых песков. Прослой песков и алевроитов характеризуются гетерогенной микрофауной и флорой. Этот терригенный материал происходит, очевидно, за счет размыва подводного конуса Инда, вскрытого скважиной 222. В целом же, в пределах Аравийского моря песчаные и алевроитовые частицы перемещались с севера на юг на расстояние до 1700 км. Турбидные потоки, по-видимому, двигались вдоль многочисленных подводных каналов, наблюдающихся в рельефе морского дна. Прослой наноплактонных илов почти лишены планктонных фораминифер, но четвертичный наноплактон практически не содержит примеси более древних форм и обеспечивает хорошую стратификацию осадков. Выделяется зона *Pseudoemiliania lacunosa* (нижний плейстоцен)

и зоны *Coccolithus daronicoides*, *Gephyrocapsa caribbeanica* и *Gephyrocapsa oceanica* (верхний плейстоцен.)

Широко распространены турбидиты и на северо-западе Аравийского моря.

Скв. 222 вскрыла комплекс четвертичных турбидитов конуса выноса Инда — чередование зеленых глинистых наупланктонных илов и известковистых алевроитовых глин; мощность 80 м. Песчаные частицы довольно обычны (до 2%), но самостоятельных прослоев песка нет. Гетерогенные ассоциации планктонных фораминифер обнаруживают четкую сортировку — мельчайшие ювенильные раковины приурочены к глинистым прослоям, а корродированные более крупные формы — к алевроитовым пластам. Зональное расчленение турбидитов сталкивается с большими трудностями. По наупланктону условно выделяются две нижние зоны — *Pseudoemiliana lacunosa* и *Coccolithus daronicoides*.

Сходный облик четвертичные отложения имеют и в северной части хр. Оуэн (скв. 223) — мягкие зеленые алевроитовые и глинистые наупланктонные илы с прослоями известковистых алевроитов и песков. Последние содержат мелководные бентосные фораминиферы, кораллы, моллюски, явно переотложенные, принимая во внимание большую глубину моря (3633 м). Пласты песков и алевроитов достигают 20—80 см мощности, составляя примерно одну треть от общей мощности (135 м) толщи турбидитов. Как и в неогеновое время, плейстоцен скв. 223 характеризуется разнообразными радиоляриями. По наупланктону снова выделяется лишь нижний плейстоцен (зона *Pseudoemiliana lacunosa*) и низы верхнего плейстоцена (зона *Coccolithus daronicoides*).

На юге хр. Оуэн (скв. 224) при бурении с эпизодическим отбором керна плиоцен отделен от четвертичных осадков пропуском в 80 м. Пачка (10 м) глинистых и алевроитовых наупланктонных илов содержит разнообразные радиолярии, планктонные фораминиферы зоны *Globorotalia truncatulinoides* и наупланктон зоны *Gephyrocapsa oceanica* (верхний плейстоцен).

Четвертичные органогенные илы Аденского залива всегда обогащены терригенным материалом. Часть его принесена временными потоками (вади), другая — имеет эоловое происхождение.

В скв. 231 (к югу от хр. Шеба) наупланктонные илы с прослоями песков, глинистых песков и переотложенной мелководной фауной хорошо подразделяются по планктонным фораминиферам на зоны *Globorotalia truncatulinoides* и *Globigerina calida calida* и с помощью наупланктона на зоны *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliana huxleyi*. Однако граница плиоцена и плейстоцена по этим двум группам микроорганизмов проводится неоднозначно: по планктонным фораминиферам этот рубеж установлен на глубине 53 м, а по наупланктону значительно ниже — на глубине 103 м.

На западном борту впадины Алула-Фартак (скв. 232) четвертичные наупланктонные илы с песчаными прослоями по планктонным фораминиферам и наупланктону расчленяются на ту же серию зон, что и в скв. 231. Первые из них определяют границу плиоцена и плейстоцена на уровне 41 м, вторые — на глубине 78 м, т. е. фиксируется то же расхождение в интерпретации рассматриваемого стратиграфического рубежа. Граница плиоцена и плейстоцена по радиоляриям (кровля зоны *Pterocanium prismatium*) здесь намечается условно (на глубине 31 м), поскольку в этом интервале комплекс радиолярий обедненный.

На восточном борту желоба Алула-Фартак (скв. 233) четвертичные отложения представлены слабоглинистыми наупланктонными илами (содержание наупланктона до 80—90%) и наупланктонными илами с тонкозернистым карбонатом (10—20%). Примесь терригенного материала незначительна. Илы богаты различными группами микроорганизмов. По планктонным фораминиферам плейстоцен на зоны не подразделен,

граница с плиоценом проходит на глубине 30 м. Этот рубеж по радиоляриям точно не определим, поскольку двадцатиметровый интервал характеризуется скудной ассоциацией радиолярий. Однако кровля зоны *Pterocanium prismatium* (плиоцен), очевидно, не может лежать выше глубины 62 м. Наконец, по нанопланктону устанавливаются зоны *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa caribbeanica* и *Gephyrocapsa oceanica*, причем граница плиоцена и плейстоцена соответствует уровню на глубине 90 м.

Как видим, во всех трех скважинах Аденского залива намечаются расхождения в интерпретации границы плиоцена и плейстоцена по планктонным фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону.

В Красном море характер четвертичных отложений различен в осевой мульдe и в краевой зоне главной мульды (Whitmarsh, Ross et al., 1974).

В осевой мульдe к осадкам четвертичного времени относятся маломощные (5 м) монтмориллонитовые глины с гетитом, гематитом, сфалеритом, ангидритом (скв. 226). В этом районе горячих минеральных источников температура донных вод на глубине океана 2169 м достигает 60°C, а минерализация поровых вод в осадках составляет 260‰. В глинах встречены планктонные фораминиферы и нанопланктон позднего плейстоцена-голоцена (зона *Gephyrocapsa oceanica*). Эти осадки располагаются на базальтах, вскрытых на глубину до 9 м. К сожалению, незначительный чехол осадочных пород препятствовал нормальному ходу бурения и базальты получены в виде обломков не свыше 4 см. Очевидно, они образуют самую верхнюю часть океанического фундамента в рифтовой зоне Красного моря.

Смежные скважины 225 и 227 приурочены к краевой части главной мульды. Здесь четвертичные осадки подстилаются плиоценом и представлены нанопланктонными илами, глинами и алевроитами с фораминиферами и нанопланктоном. Несмотря на эти вариации, осадки состоят главным образом из нанопланктона (30—60%) и глинистого материала (20—50%); более низким содержанием отличаются планктонные фораминиферы (5—10%) и тонкозернистый карбонат неясного происхождения (10—30%). Мощность до 50 м. Обедненный видовой состав планктонных фораминифер препятствует зональному расчленению четвертичных отложений. Последнее достигается с помощью нанопланктона, не обнаруживающего существенных отличий от нанопланктона открытых океанических бассейнов. Так, в скв. 225 четко выделяются все зоны плейстоцена — *Pseudoemiliania lacunosa*, *Coccolithus doricoides*, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *Gephyrocapsa oceanica*.

Несколько иной состав четвертичных отложений в более южных районах Красного моря, где привнос терригенного материала был более значителен и мощности заметно возрастают. В скв. 228 (на широте Порт-Судана) мощность толщи четвертичных алевроитовых нанопланктонных илов, глин и алевроитов составляет 155 м. Содержание терригенного материала достигает иногда 70%, а тяжелых минералов 15%. Район этой скважины находится в непосредственной близости от конуса выноса нескольких крупных вад (Тринкитат, Токар, Агиг), дренирующих обширную территорию Судана.

Еще более значительна мощность (212 м) четвертичных нанопланктонных илов, глин и алевроитов на юго-востоке Красного моря у острова Зебаир (скв. 229). Эти осадки содержат примесь вулканического стекла и несколько прослоев туффигов. Комплексы планктонных фораминифер становятся более разнообразными (например, появляются *Globorotalia crassaformis*, *G. hirsuta*), что объясняется близостью Индийского океана с нормальными популяциями планктонных фораминифер. Однако наиболее эффективной группой микроорганизмов для расчленения четвертичных осадков остается нанопланктон. Самые низы плейстоцена в скв. 229 не вскрыты. Выше устанавливается вся последовательность зон плейсто-

цена-голоцена: *Coccolithus daronicoides*, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Emiliania huxleyi*.

В западном секторе Индийского океана четвертичные отложения отличаются большой фациальной пестротой в связи со сложным рельефом океанического дна (Fisher, Bunce et al., 1974; Simpson, Schlich et al., 1974; Davies, Luyendyx et al., 1974).

В Сомалийской впадине среди глубоководных осадков четвертичного времени (на глубинах от 4100 до 5200 м) выделяются по крайней мере четыре фациальных типа.

В западной части впадины (скв. 241) плейстоцен и голоцен сложены терригенными осадками (песчанистыми и алевроитовыми глинами) с прослоями глинистых нанопланктонных илов и чистых нано-илов; мощность достаточно велика — 90 м. С континентального склона Африки поступал не только терригенный материал, но происходило и перетолжение мелководной микрофауны (включая шельфовую *Ammonia beccarii*). В стратиграфическом отношении разрез очень полный. По планктонным фораминиферам установлены зоны *Globorotalia truncatulinoides* (в узком понимании) и *Globigerina calida calida*, по нанопланктону — зоны *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliania huxleyi*.

На юго-востоке Сомалийской впадины (скв. 240) четвертичные отложения представлены турбидитами — сложным набором радиоляриевых илов, алевроитов, нанопланктонных глин и алевроитов. Четвертичные микроорганизмы ассоциируют с перетолженной миоценовой микрофауной и флорой, причем комплекс бентосных фораминифер состоит из смеси глубоководных (*Eggerella*, *Epistominella*, *Pullenia*, *Melonis*, *Oridorsalis*) и мелководных (*Ammonia*, *Florilus*, *Astrononion*, *Cibicides*, *Hanzawaia*) форм. Мощность четвертичных отложений 9 м, но они отделены от плиоцена крупным пропуском (свыше 50 м) в отборе керна. Судя по самому молодому нанопланктону, турбидиты относятся к голоцену (зона *Emiliania huxleyi*).

На севере Сомалийской впадины (скв. 235) у южного окончания хр. Чейн к плейстоцену относится толща (50 м) желтовато-зеленоватых глубоководных нанопланктонных илов, состоящих из нанопланктона (80—95%) с подчиненным количеством диатомовых (2—3%), радиолярий (1—2%), спикул губок (1—2%), планктонных фораминифер (0—2%), вулканического пепла (0—3%) и терригенной примеси (до 6%). Бедная ассоциация планктонных фораминифер определяет лишь нерасчлененный плейстоцен-голоцен (зона *Globorotalia truncatulinoides* в широком понимании). Нанопланктон дает четкое зональное подразделение плейстоцена: зоны *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *Gephyrocapsa oceanica*. В краевой восточной части рассматриваемой впадины (скв. 236) четвертичные нанопланктонные илы (80—90% нанопланктона, 0—5% планктонных фораминифер) переслаиваются с бурыми радиоляриевыми илами (до 60% радиолярий и до 20% диатомовых); мощность 18 м. И здесь обедненный комплекс планктонных фораминифер позволяет только обособить четвертичные отложения от верхнего плиоцена, тогда как нанопланктон подразделяет плейстоцен на три зоны.

На Маскаренском плато, обрамляющем с юго-востока Сомалийскую впадину, плейстоцен и голоцен сложены белыми мягкими фораминиферо-во-нанопланктонными илами мощностью 25 м (скв. 237, глубина океана 1623 м). Иногда в этих экваториальных осадках довольно многочисленны радиолярии (до 10%). По планктонным фораминиферам четвертичные отложения расчленяются на зону *Globorotalia truncatulinoides* (в узком понимании) и зону *Globigerina calida calida* с розовыми *Globigerinoides ruber* и *Globigerina rubescens*. Наличие позднего плейстоцена-голоцена подтверждается и нанопланктоном (зона *Emiliania huxleyi*).

На абиссальных глубинах Маскаренской впадины четвертичные отложения представлены турбидитами — чередованием зеленых и серых

алевритовых глин, глинистых нанопланктонных илов, глинистых и алевритовых песков; мощность около 13 м (скв. 239). Четвертичные планктонные фораминиферы и нанопланктон перемешаны с плиоценовыми и более редкими эоценовыми и меловыми видами этих двух групп микроорганизмов. Гетерогенная ассоциация бентосных фораминифер включает виды различных экологических ниш.

В Мозамбикском проливе (хр. Деви) скв. 242 вскрыла светло-серые фораминиферово-нанопланктонные илы четвертичного возраста видимой мощностью 9 м. Они относятся к верхней части плейстоцена-голоцену (зона *Globigerina calida calida* по планктонным фораминиферам с индексом и *Globigerinella adamsi*; зоны *Gephyrocapsa oceanica* и *Emiliana huxleyi* по нанопланктону). Низы плейстоцена были пройдены без отбора керна и истинная мощность четвертичных отложений остается неизвестной (интервал без отбора керна до верхнего плиоцена равен 40 м).

Весьма своеобразные четвертичные отложения установлены на юге Мозамбикского пролива. Здесь достаточно глубоководная равнина со средними глубинами порядка 3000 м рассекается подводным каньоном р. Замбези, врезанным на 600—800 м по отношению к окружающей равнине. Скв. 243 (глубина океана 3879 м) была заложена в самом русле каньона, соседняя скв. 244 (глубина океана 3768 м) — на восточной стенке каньона, примерно 30 м выше его дна. Эти скважины находятся в 800 км от устья р. Замбези на африканском побережье и в 200 км от устья крупного подводного каньона, впадающего слева в каньон Замбези и начинающегося у берегов Мадагаскара.

Четвертичные осадки в русле каньона состоят из грубых неконсолидированных песков, переходящих в мелкие гравелиты. Средний размер зерен составляет 1—2 мм, максимальный размер — до 1,5 см. Зерна весьма неодинаковы по степени окатанности. Резко преобладает кварц — 95%, ему сопутствуют полевые шпаты (2%), обломки гранитов и метаморфических пород (2%) и глинистая фракция с фрагментами раковин моллюсков и плейстоцен-голоценовыми фораминиферами (1%). На склоне каньона четвертичные отложения имеют иной облик — зеленовато-серые глины и алевритовые глины с рассеянным песчаным и гравийным материалом; плейстоцен-голоценовые фораминиферы в глинах встречаются чаще.

Скважины 243 и 244 вскрыли всего лишь, соответственно, 32 м и 27 м осадков. Бурение в рыхлых осадках, связанное с большими техническими трудностями, привело к поломке оборудования и было прекращено.

Четвертичные отложения каньона Замбези служат прекрасным примером мощи турбидных потоков, способных переносить по дну океанов песчаный и гравийный материал размеров до 1,5 см на расстояние свыше 800 км от источников питания.

На абиссальных глубинах (около 5000 м) северо-западной части Мозамбикской впадины осадки четвертичного времени представлены зеленовато-серыми глинистыми алевритами, алевритовыми песками, глинистыми и алевритовыми нанопланктонными илами (скв. 248). Гетерогенная микрофауна и флора свидетельствует о том, что эти тонкие терригенные осадки по своему происхождению связаны с дистальной частью конуса выноса подводного каньона Замбези относятся к категории турбидитов. По сути дела, Мозамбикская абиссальная равнина является базисом эрозии для каньона Замбези. Накопление глин, алевритов, илов происходило около уровня карбонатной компенсации; хорошая сохранность в некоторых прослоях планктонных фораминифер и нанопланктона объясняется, вероятно, быстротой захоронения микроорганизмов. Мощность до 47 м. Несмотря на гетерогенный характер органических остатков, по планктонным фораминиферам оказалось возможным выделить нижний плейстоцен (зона *Globorotalia truncatulinoides* в узком понимании) и верхний плейстоцен-голоцен (зона *Globigerina calida calida*). Соответствующая серия

зон устанавливается по нанопланктону: *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Emiliana huxleyi*.

В южной части Мозамбикской впадины, где глубины превышают 5100 м, к четвертичным отложениям относятся серые глинистые нанопланктонные илы с прослоями зеленоватых глин, алевроитов и нанопланктонных глин; мощность не менее 83 м (скв. 250). Планктон с известковым скелетом обедненный и плохой сохранности, что связано с его растворением на больших глубинах. По нанопланктону устанавливаются зоны *Pseudoemiliana lacunosa* и *Gephyrocapsa oceanica*, по планктонным фораминиферам — зона *Globorotalia truncatulinoides* (в широком понимании). Значительная мощность осадков, высокое содержание алевроитового терригенного компонента (до 10% кварца, до 2% слюды), присутствие переотложенных мелководных бентосных фораминифер заставляет предполагать существование активных донных течений, циркулировавших в Мозамбикской впадине по часовой стрелке и разноразличных терригенных и мелководный материал, который поступал со стороны Мадагаскара, Восточной Африки и по каньону р. Замбези.

На Мозамбикском хребте (скв. 249, глубина океана 2088 м) и Мадагаскарском хребте (скв. 246-247, глубина океана 1030 м), обрамляющих с запада и востока Мозамбикскую впадину, четвертичные отложения представлены карбонатными органогенными илами. Скв. 246-247 вскрыли 9 м фораминиферовых песков и илов позднего плейстоцена-голоцена (зона *Globigerina calida calida* по фораминиферам, зона *Emiliana huxleyi* по нанопланктону). Ниже интервал в 40 м пройден без отбора керна. В скв. 249 мощность фораминиферо-нанопланктонных илов позднего плейстоцена-голоцена 1,7 м. С глубоким размывом илы залегают на базальных слоях плиоцена.

Необходимо отметить специфическую особенность комплексов планктонных фораминифер из четвертичных осадков, вскрытых скважинами 246-247, 248, 250, 251, 252, 254, 255. По количеству экземпляров доминируют *Globorotalia inflata* и *G. crassaformis*, что свидетельствует об умеренных климатических условиях.

На северо-западном склоне Юго-Западного Индийского хребта к отложениям четвертичного времени относятся желтоватые и светло-серые нано-фораминиферовые и нанопланктонные илы с рассеянным пиритом; мощность 37 м (скв. 251). Обедненный видовой состав планктонных фораминифер не дает оснований для расчленения четвертичных осадков на более дробные единицы (зона *Globorotalia truncatulinoides* в широком понимании). По нанопланктону выделяются зоны *Pseudoemiliana lacunosa* и *Gephyrocapsa oceanica*.

На абиссальных глубинах (5032 м) впадины Крозе четвертичные отложения маломощны и представлены бурыми радиоляриевыми глинами, глинами и алевроитами с марганцевыми стяжениями, радиоляриево-диатомовыми глинами с пиритом. Планктонные фораминиферы единичны. Встречается нанопланктон зоны *Gephyrocapsa oceanica*.

В южной части Индийского океана вдоль побережья Антарктиды (Земля Уилкса) четвертичные отложения имеют иную литологическую и микропалеонтологическую характеристику (Hayes, Frakes et al., 1975; Burky, 1975).

На южном склоне Юго-Восточного Индийского хребта четвертичные отложения включают глинистые диатомовые илы с нанопланктоном, планктонными фораминиферами и тонкозернистым карбонатом неясного происхождения (скв. 265). Мощность их около 100 м, хотя граница с плиоценом намечается приблизительно. Ассоциация планктонных фораминифер состоит из левозавитой *Globorotalia pachyderma* в сочетании с более редкими *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*. Нанопланктон встречается только в осадках плейстоцена (зоны *Crenolithus daronicoides* и *Gephyrocapsa oceanica*). В голоцене наноплан-

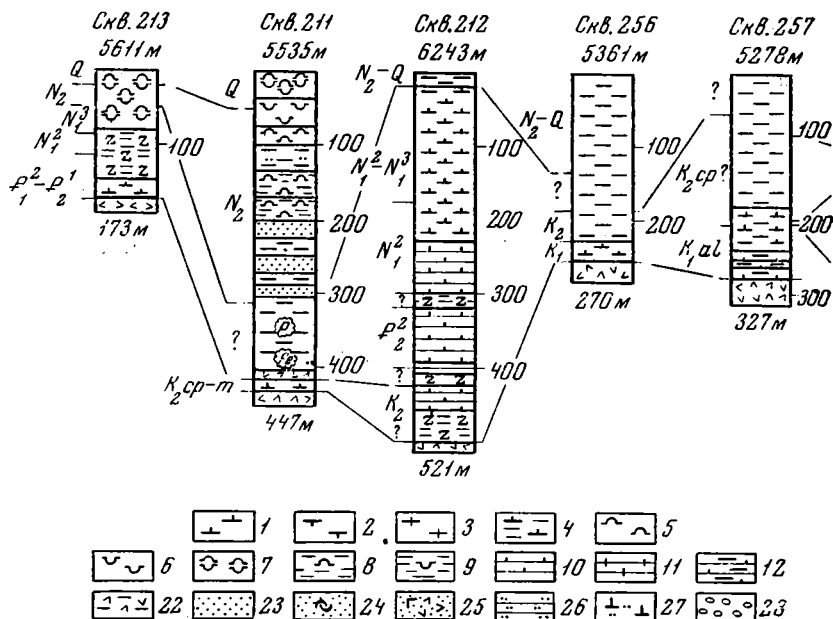


Рис. 2. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений в восточной части Индийского океана (впадина Уортона, абиссальные равнины Перта, Кювье, Гаскойн, Арго, Тиморская впадина, плато Натуралистов)

Условные обозначения (для рис. 2—3):

или (1—9)
1 — наупланктонные,
2 — фораминиферовые,
3 — нано-фораминиферовые
4 — глинистые наупланктонные,
5 — радиоляриевые,
6 — диатомовые.

7 — диатомово-радиоляриевые,
8 — глинистые радиоляриевые,
9 — глинистые диатомовые;
мел (10—12)
10 — наупланктонный,
11 — нано-фораминиферовый,
12 — глинистый наупланктонный;
известняки (13—15)
13 — тонкозернистые,

14 — песчанистые и алевроитовые,
15 — с раковинами моллюсков и органогенно-обломочным материалом;
16 — доломиты;
глины (17—22)
17 — бурые некарбонатные, серые и зеленоватые слабокарбонатные,

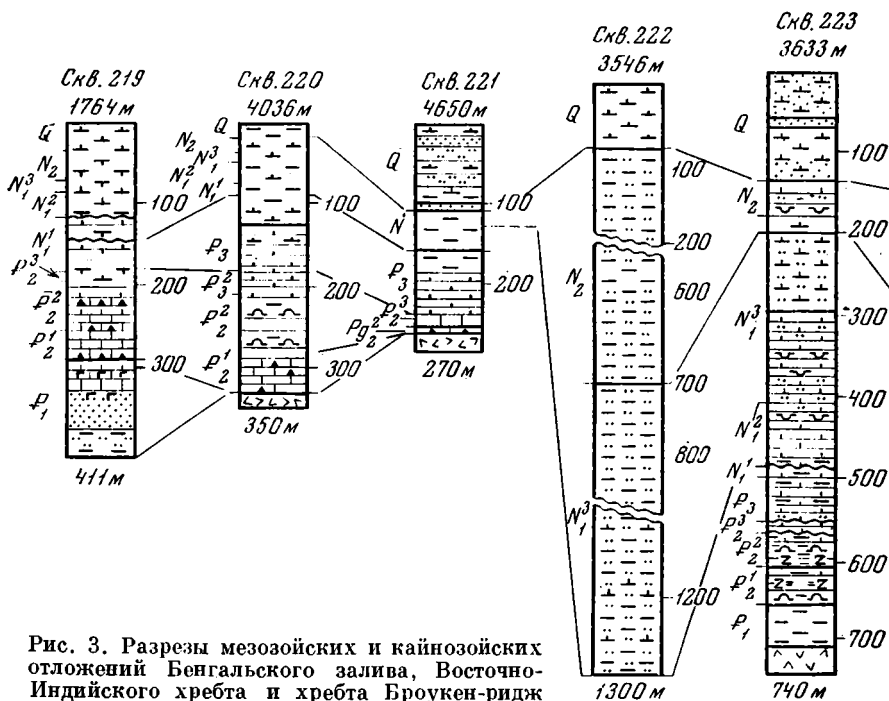
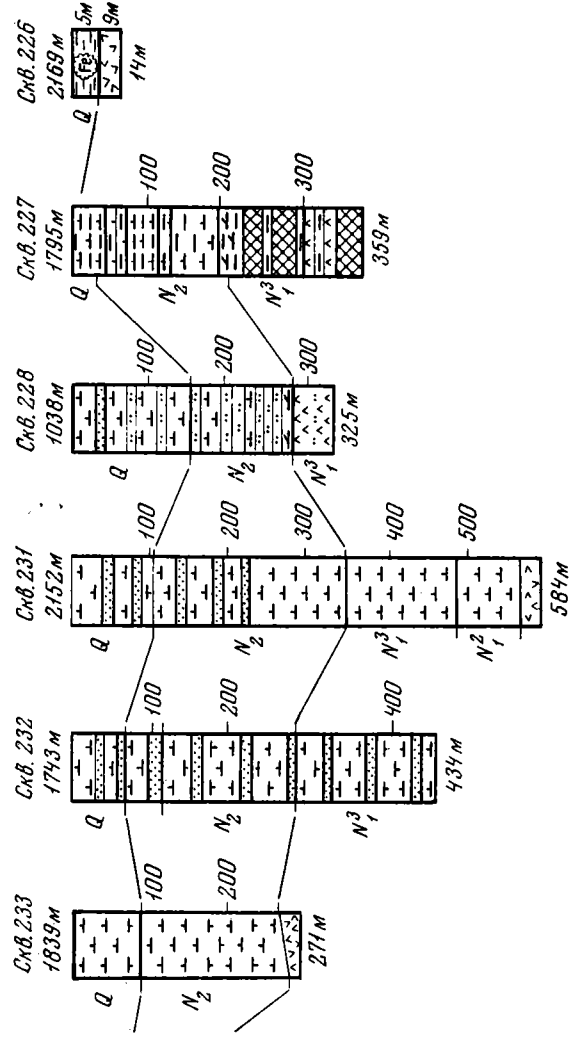
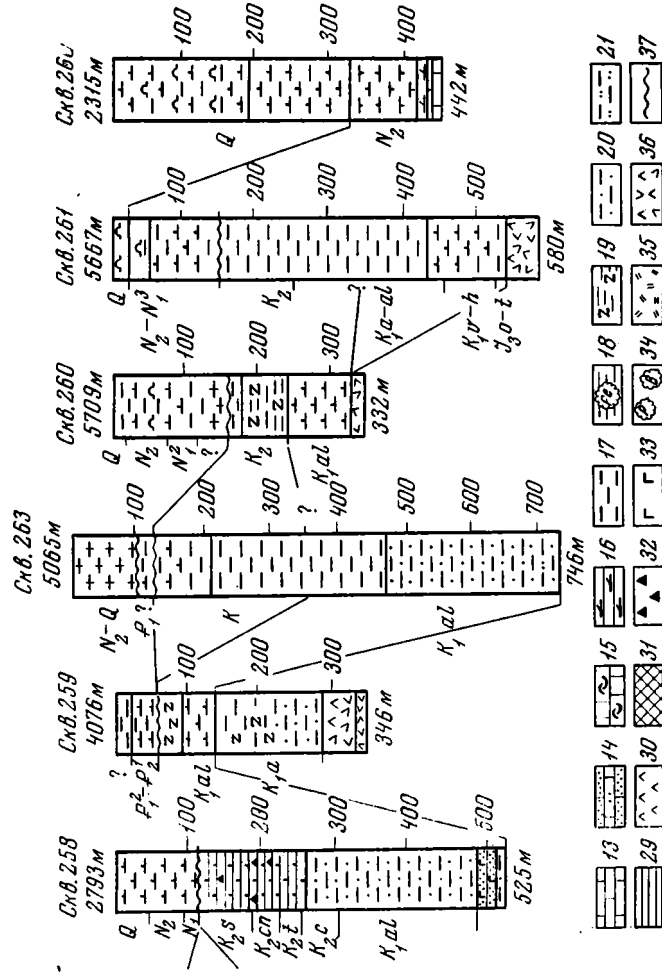


Рис. 3. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений Бенгальского залива, Восточно-Индийского хребта и хребта Брукен-ридж



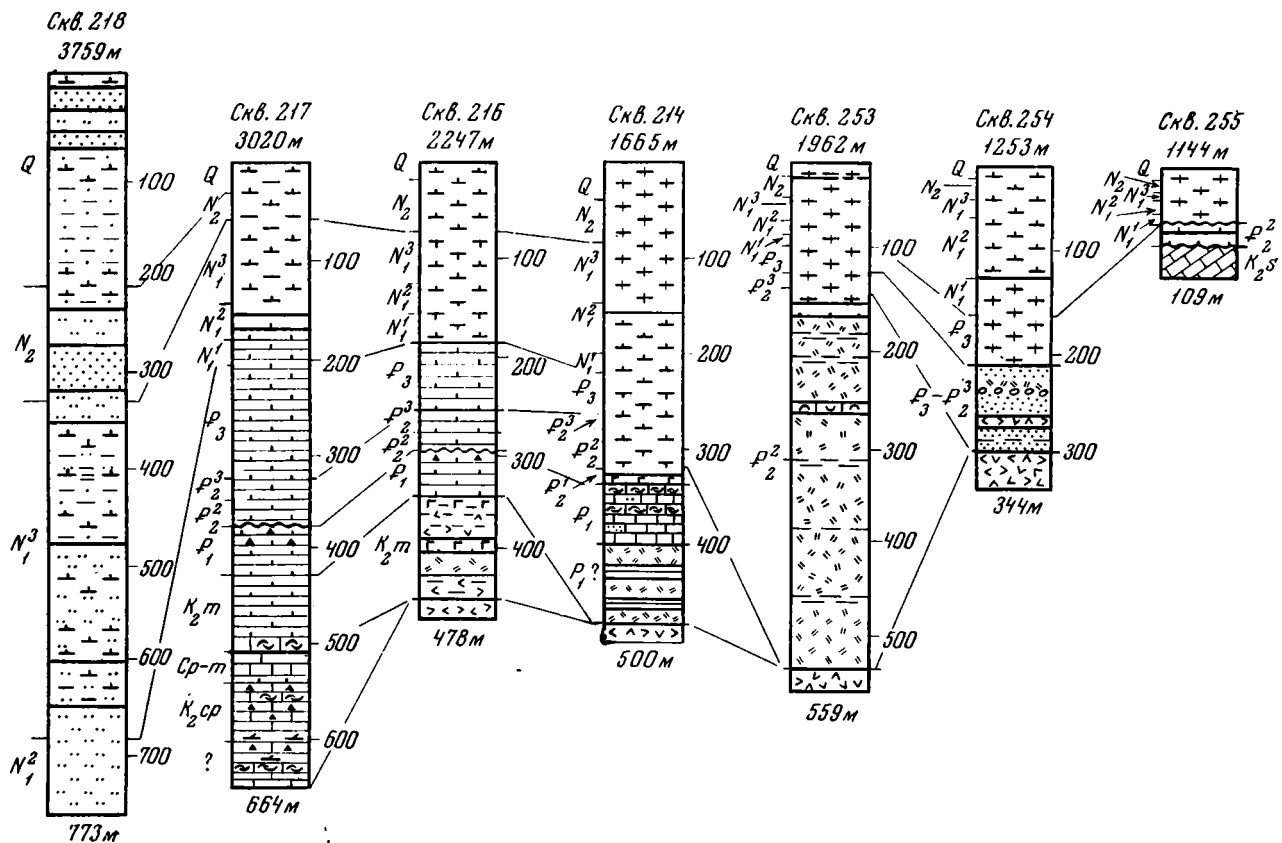


Рис. 4. Разрезы кайнозойских отложений Аравийского моря (Чагос-Лаккадивское плато, конус выноса Инда, хребет Оуэн), Аденоского залива и Красного моря

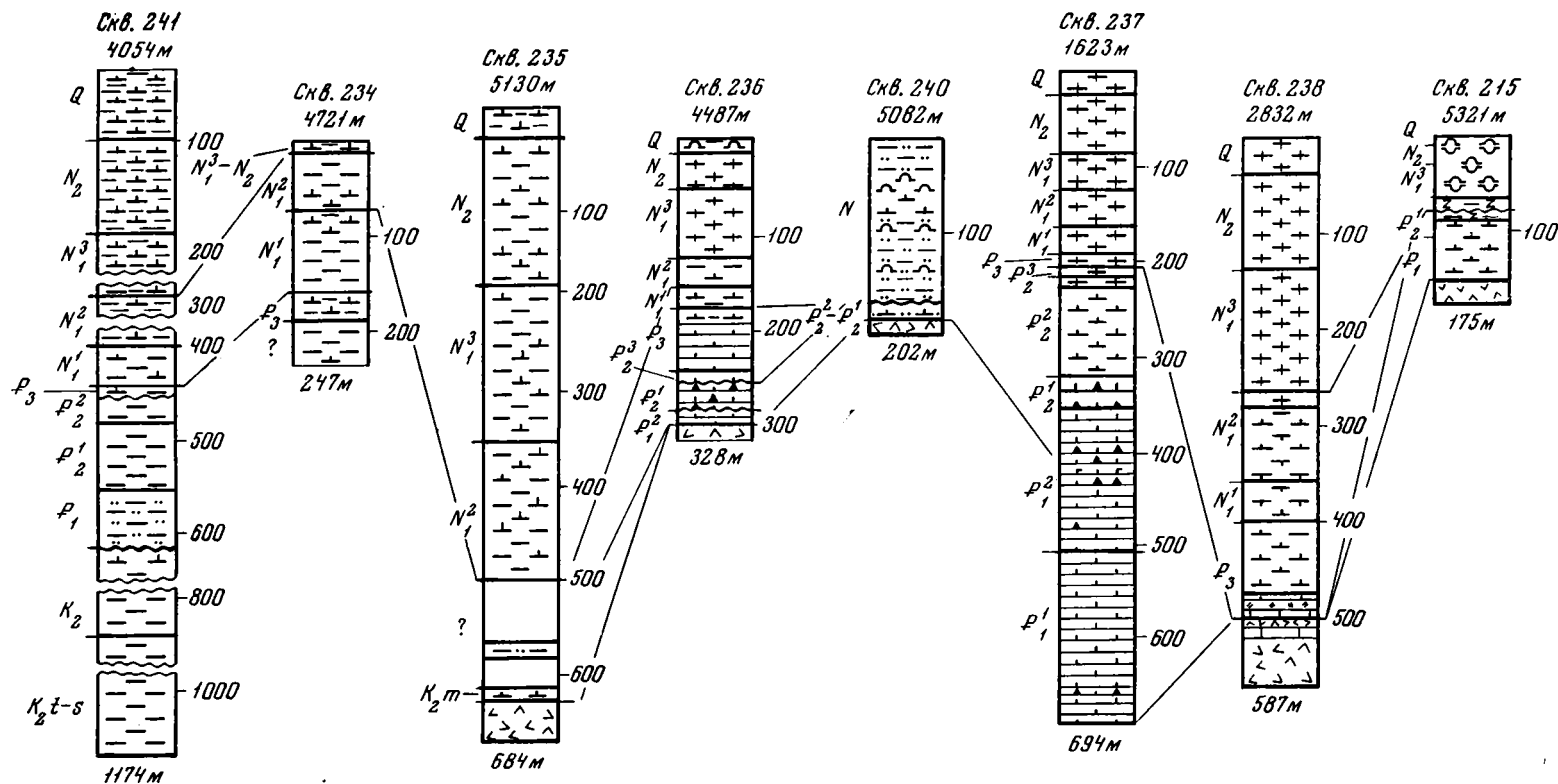


Рис. 5. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений Сомалийской впадины, Маскаренского плато, Центрально-Индийского хребта и Центрально-Индийской впадины

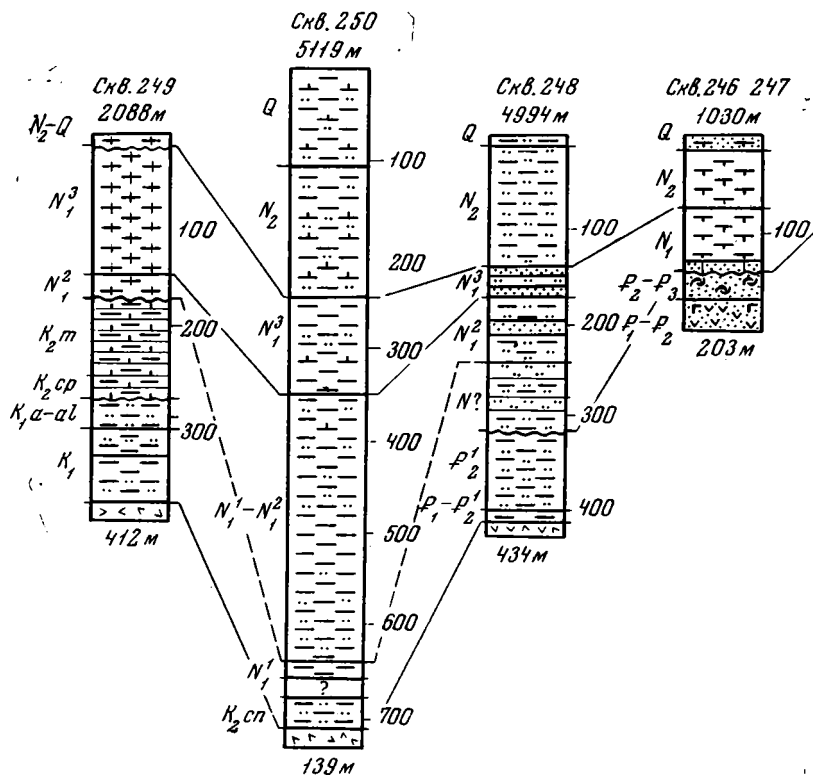


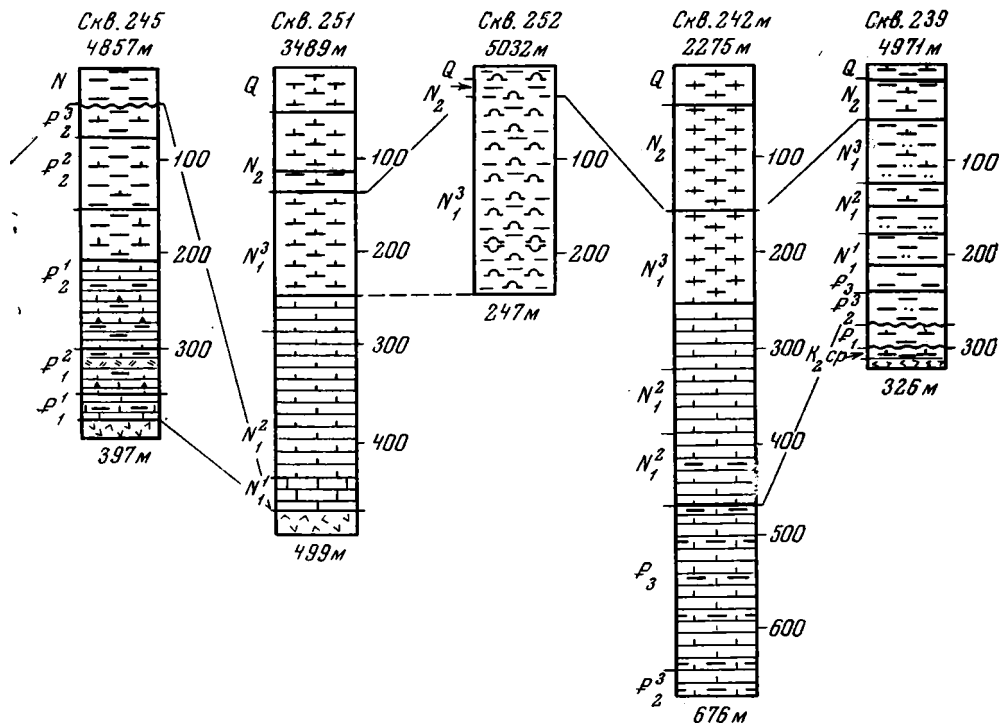
Рис. 6. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений юго-западной части Индийского океана (Маскаренская, Мадагаскарская и Мозамбикская впадины, впадина Крозе, Мадагаскарский, Юго-Западный Индийский и Мозамбикский хребты, хребет Деви)

ктона нет, равно как и в четвертичных отложениях более южных районов. Хорошие комплексы радиолярий позволяют обособить пачку осадков, отвечающих интервалу Брюнес (по зональной шкале Хейса). Даже на огромном удалении от материка Антарктиды на 53° ю. ш. в осадках обнаружены отдельные грубые зерна, связанные с ледниковым разномом.

Южнее, в скв. 266 и 267 плейстоцен-голоценовые отложения состоят исключительно из диатомовых илов (70—98% диатомей) и глинистых диатомовых илов с радиоляриями, спикулами кремневых губок и немногочисленными левозавитыми *Globorotalia pachyderma*. Грубый песчаный материал ледникового происхождения обычен для осадков этого возраста.

В непосредственной близости от континента Антарктиды (скв. 268, 269) доминируют терригенные осадки четвертичного возраста — глины, алевроитовые глины, тонкозернистые пески с неизменными прослоями диатомовых илов и диатомовых глин. В некоторых случаях осадки приобретают характер турбидитов. Помимо песчаного материала, встречаются и мелкие галечки ледникового разномса. Планктон с известковым скелетом почти полностью отсутствует и определение возраста базируется на диатомовых. Интересно все же отметить, что в скв. 268 отдельные прослои содержат довольно многочисленные левозавитые *Globorotalia pachyderma*, а иногда осадок превращается в фораминиферовый ил, состоящий из одного лишь вида этой группы микроорганизмов.

В целом, отложения четвертичного времени не менее разнообразны в фациальном отношении, нежели неогеновые осадки. По-прежнему широко развиты относительно мелководные карбонатные (фораминиферо-



вые и нано-фораминиферовые) илы, глубоководные наупланктонные илы и глины, абиссальные некарбонатные бурые глины и радиоляриевые илы. Весьма велик объем турбидитов. В периферической части океана органические осадки характеризуются высоким содержанием терригенного компонента. На юге доминируют диатомовые илы.

Типичные разрезы мезозойских и кайнозойских отложений Индийского океана показаны на рис. 2—7.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Изложенный выше региональный стратиграфический материал однозначно решает вопрос о палеонтологической основе стратиграфической шкалы верхней юры, мела и кайнозоя Индийского океана. Этой основой являются различные группы планктонных микроорганизмов животного и растительного царства (фораминиферы, радиолярии, наупланктон, диатомовые, силикофлагелляты, кальцисферулиды, динофлагелляты). Ведущая роль планктона определяется резким преобладанием глубоководных и относительно глубоководных пелагических осадков (разнообразные карбонатные илы и глинистые осадки, радиоляриевые и диатомовые илы).

Сказанным отнюдь не отрицается стратиграфическое значение бентосной фауны. Бентосные известковые и агглютинированные фораминиферы важны для определения возраста верхнеюрских и неомских отложений Индийского океана (Kuznetsova, 1974; Bartenstein, 1974); планктонные фораминиферы в этих осадках отсутствуют, а зональное расчленение по наупланктону (и динофлагеллятам) еще не стабилизировалось. Пре-

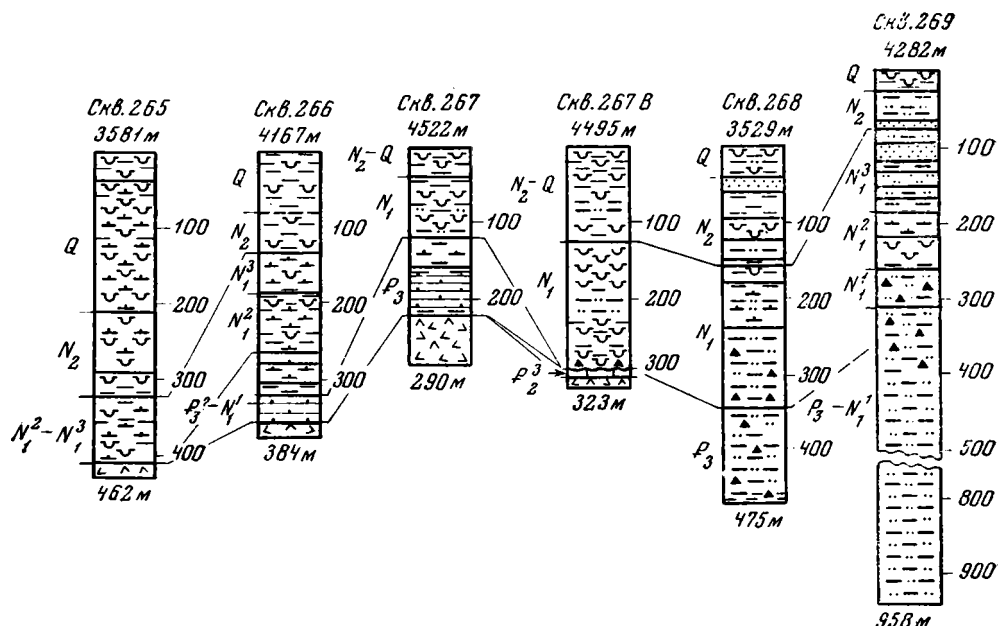


Рис. 7. Разрезы кайнозойских отложений юго-восточной части Индийского океана (между Юго-Восточным Индийским хребтом и Антарктидой)

красные комплексы бентосных фораминифер были встречены нами в отложениях апта-альба у западного побережья Австралии; лишь частично они изучены Шайбнеровой (Scheibnerova, 1974). Чрезвычайно своеобразные комплексы кремнистых (агглютинированных?) бентосных фораминифер с тонкой просвечивающей стенкой свойственны абиссальным некарбонатным бурым и цеолитовым глинам верхнего мела в восточной части Индийского океана (Krasheninnikov, 1974a). Сходные ассоциации бентосных фораминифер установлены и в цеолитовых глинах верхнего мела на северо-западе Тихого океана (Krasheninnikov, 1973). Таким образом, эта группа микрофауны позволяет коррелировать абиссальные осадки удаленных районов, причем подобные осадки лишены других органических остатков. Мелкие бентосные фораминиферы обнаружены в отложениях мела, палеогена и неогена и в других районах Индийского океана; в мелководных базальных осадках палеогена Восточно-Индийского хребта, Маскаренского плато, Чагос-Лаккадивского плато найдены крупные бентосные фораминиферы (дискоциклины, оперкулины, пуммулиты).

В нижнемеловых отложениях восточной части Индийского океана сделаны находки остракод (Oertli, 1974), пеллеципод (Speden, 1974), белемнитов и аммонитов (Stevens, 1974). В осадках мелового возраста подчас многочисленны призмы иноцеромов, что свидетельствует об их широком распространении и служит косвенным доказательством большого стратиграфического значения иноцеромов (для наземных разрезов).

Вряд ли можно сомневаться в существенной роли бентосной фауны для расчленения мезозойских и кайнозойских мелководных отложений в полосе шельфа. Но не нужно забывать и о ничтожной площади шельфа по отношению ко всей акватории Индийского океана.

Характер биономических условий и доминирование пелагических осадков в мезо-кайнозое Индийского океана объясняют исключительно важное стратиграфическое значение планктонных микроорганизмов и подчиненную роль бентоса и nekтона. Реалистический подход в оценке значения и потенциальных возможностей этих групп органического мира необходим. Только в этом случае можно рассчитывать на успешное реше-

ние проблем региональной стратиграфии мезо-кайнозоя Индийского океана, вопросов глобальной хроностратиграфической шкалы позднего мезозоя и кайнозоя, сделать правильный акцент в научном направлении палеонтологических исследований и в подготовке кадров для будущих, все более интенсивных работ в океанических бассейнах.

Поскольку нашей узкой специальностью являются планктонные фораминиферы, более подробно мы остановимся на зональной стратиграфии меловых и кайнозойских отложений Индийского океана по этой группе микрофауны, уделив всего лишь несколько слов представителям других групп микрофауны и микрофлоры.

Помимо тех сведений о планктонных фораминиферах, которые составляют один из разделов в описании скважин, им посвящены и специальные исследования (Fleisher, 1974a, b; McGowran, 1974; Krashennnikov, 1974b; Rögl, 1974; Vincent, Frerichs, Heiman, 1974; Heiman, Frerichs, Vincent, 1974; Vincent, 1974; Zobel, 1974; Sigal, 1974; Boltovskoy, 1974; Herb, 1974).

Верхней юре, неокому и апту Индийского океана свойственны осадки, неблагоприятные для планктонных фораминифер. Последние встречаются, начиная с отложений альба. Вряд ли можно, однако, сомневаться, в том что с развитием дальнейших исследований планктонные фораминиферы будут найдены и в более древних (по крайней мере, неокомских и аптских) отложениях Индийского океана.

Нижний и верхний мел

Стратиграфическое подразделение верхнеюрских и меловых отложений Индийского океана показано на табл. 1. Конечно, сведения об отложениях этого возраста ограничены, поскольку они вскрыты относительно небольшим числом скважин. В скважинах 249, 259, 261, 263 осадки оксфорда-апта расчленены с помощью нанопланктона, динофлагеллят и бентосных фораминифер. Для интервала от альба до маастрихта приведены только те скважины, в которых возрастные датировки основываются на планктонных фораминиферах.

Комплексы планктонных фораминифер альбского яруса характеризуются сравнительно низким видовым разнообразием, включая представителей лишь двух родов: *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea*, *H. simplicissima*, *H. delrioensis*, *H. aff. sigali*, *H. globigerinellinoides*, *H. amabilis*, *H. trocoidea*, *H. brittonensis*, *Globigerinelloides eaglefordensis*, *G. bentonensis*, *G. aff. maridalensis*, *G. ultramicra*, *G. gyroidinaeformis*. Обедненный видовой состав связан, очевидно, с накоплением альбских карбонатных илов в полосе умеренно-субтропического климата. Отсутствие видов *Ticinella* и *Praeglobotruncana* препятствует зональному расчленению альбских осадков, хотя нанопланктон свидетельствует о полном стратиграфическом объеме альба. В скв. 257 совместно с хедбергеллами и глобигеринеллоидеями обнаружены единичные *Ticinella aff. raynaudi* и *T. cf. roberti* с примитивным расположением дополнительных апертур; вероятно, осадки с подобной ассоциацией планктонных фораминифер принадлежат средней части альба. В скв. 258 стандартному набору хедбергелл и глобигеринеллоидесов сопутствуют редкие *Praeglobotruncana delrioensis* и *Schackoina cenomana*, что свидетельствует о верхнеальбском возрасте карбонатных илов. К верхнему альбу, возможно, относятся и осадки с *Ticinella* sp. и *Rotalipora balernaensis* в скв. 249. Но, повторяем, обоснованного зонального расчленения альбских отложений в Индийском океане пока еще нет.

Аналогичная ситуация с сеноманским ярусом, отложения которого установлены на плато Натуралистов. Среди планктонных фораминифер доминируют *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. simplicissima*, *Globigerinelloides caseyi*, а *Rotalipora reicheli* и *Schackoina cenomana* очень редки.

Таблица 1

Стратиграфическое расчленение верхнеюрских и меловых отложений Индийского океана

Отдел	Ярус	Зона	Скважины
Верхний мел	Маастрихтский	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	216, 217, 249
		<i>Globotruncana gansseri</i>	212, 217
		<i>Rugotruncana subcircumnodifer</i>	217
	Кампанский	<i>Globotruncana calcarata</i>	217, 249
		<i>Globotruncana stuartiformis</i> — <i>G. elevata</i>	—
	Сантонский		255, 258
	Коньякский	<i>Globotruncana schneegansi</i> — <i>G. renzi</i>	258
	Туронский	<i>Praeglobotruncana helvetica</i>	258
Нижний мел	Сеноманский		258
	Альбский		249, 256, 257, 258, 259, 260
	Аптский		249, 259, 261, 263
	Неоком	Баррем	249
		Готерив	249
		Валанжия	261
		Берриас	—
Верхняя юра	Титонский		261
	Кимериджский		261
	Оксфордский		261

Отсутствие многочисленных роталипор препятствует зональному подразделению сеномана.

Туронский ярус (зона *Praeglobotruncana helvetica*) на плато Натуралистов характеризуется индекс-видом, *P. hagni*, *P. stephani*, *P. algeriana*, *Hedbergella simplicissima*, *H. paradubia*.

Комплекс планктонных фораминифер коньякского яруса (зона *Globotruncana schneegansi* — *Globotruncana renzi*) на плато Натуралистов включает главным образом глоботрунканид с округлым периферическим краем и хетерохелицид — *Globigerinelloides ehrenbergi*, *Hedbergella crassa*, *Whiteinella baltica*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Heterohelix* spp. Килеватые глоботрунканиды занимают подчиненное положение — *Margino-truncana marginata*, *Globotruncana cretacea*, *G. lapparenti*, *G. tricarinata*, *G. coronata*. В виде редких экземпляров присутствует *Schackoina multi-spinata*.

Сантонский ярус на плато Натуралистов и хр. Броукен-ридж определяется *Globotruncana* aff. *arca*, *G. fornicata manaurensis*, *G. angusticarinata*,

G. aff. ventricosa, *G. coronata*, *G. tricarinata*, *G. lapparenti* в сочетании с более многочисленными по количеству экземпляров *Hedbergella* spp., *Whitella baltica*, *Archaeoglobigerina bosquensis*, *Globigerinelloides ehrenbergi*, *Heterohelix* spp. Выделение зон не представляется возможным.

В пределах кампанского яруса установлена лишь зона *Globotruncana calcarata* (Мозамбикский хр., Восточно-Индийский хр.) с индекс-видом, *G. fundiconulosa*, *G. aff. contusa*, *G. caliciformis*, *G. stuartiformis*, *G. elevata*, *G. arca*, *G. ventricosa*, *G. stuarti*, *Rugoglobigerina* spp., *Guembelina robusta*, *G. semicostata*, *Planoglobulina glabrata*. Нижняя часть кампанского яруса фиксируется нанопланктоном, но состав планктонных фораминифер здесь обедненный, не допускающий зонального определения (скв. 211, 241).

Маастрихтский ярус имеет трехчленное строение (Восточно-Индийский и Мозамбикский хребты):

зона *Rugotruncana subcircumnodifer* с индекс-видом, *Rugoglobigerina pennyi*, *R. rugosa*, *Globotruncana linneiana*, *G. arca*, *G. lapparenti*, *G. ventricosa*, *G. stuartiformis*, *G. elevata*, *G. rosetta*, *Globotruncanella havanensis*, *Gublerina robusta*, *Pseudoguembelina excolata*, *Heterohelix striata*, *Planoglobulina carseyae*;

зона *Globotruncana gansseri* с редкими экземплярами зонального вида, который сопровождается *Abathomphalus intermedius*, *Globotruncana stuarti*, *G. elevata*, *G. conica*, *G. arca*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Gublerina cuvillieri*, *Pseudotextularia elegans*, *P. varians*, *Globotruncanella havanensis*;

зона *Abathomphalus mayaroensis* с весьма разнообразным комплексом планктонных фораминифер — индекс-вид, *Trinitella scotti*, *Abathomphalus intermedius*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncana arca*, *G. conica*, *G. nothi*, *G. trinidadensis*, *G. contusa*, *G. patelliformis*, *G. plummerae*, *Racemiguembelina fruticosa*, *R. powelli*, *Ventilabrella multicamerata*, *Gublerina robusta*, *Planoglobulina brazoensis*, *P. acervulinoides*, *P. carseyae*, *Pseudotextularia deformis*, *P. elegans*, *Pseudoguembelina kempensis*, *P. excolata*, *Heterohelix globulosa*, *H. striata*, *H. punctulata*, *Globigerinelloides subcarinatus*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *R. rugosa*.

Как видим, зональное расчленение в Индийском океане существует лишь для отложений позднего кампана — маастрихта. Для отложений альба — сантона в настоящее время приходится говорить о ярусном подразделении (из-за скудности фактического материала и обедненности комплексов планктонных фораминифер). Но при всех обстоятельствах последовательность комплексов планктонных фораминифер в осадках альба и верхнего мела Индийского океана повторяет хорошо известную смену ассоциаций этих микроорганизмов в синхроничных отложениях других областей Земного шара.

Палеоген

Зональная стратиграфия палеогеновых отложений Индийского океана приведена на табл. 2. Осадки этого возраста вскрыты несравненно большим количеством скважин, нежели меловые, и в палеогене Индийского океана устанавливаются все зональные единицы.

Если датский ярус включать в состав палеоцена, то последний начинается слоями с мелкими гладкостенными глобигеринами и хетерохелицидами — *Globigerina eugubina*, *G. sabina*, *G. fringa*, *G. eobulloides*, *G. trivialis*, *G. tetragona*, *G. microcellulosa*, *G. daubjergensis*, *Guembelitria* sp., *Chiloguembelina* spp. (Маскаренская впадина, Восточно-Индийский хребет, абиссальная равнина Кювье). Эти слои, несомненно, соответствуют зонам *Globigerina eugubina* и *Globigerina taurica*. Разграничивать их сейчас трудно из-за недостатка материала. Но характер изменения планктонных фораминифер на рубеже мела и палеогена очевиден. И в области Индийского океана наблюдается внезапное вымирание богатейшего комплекса высокоспециализированных глоботрунканид позднего маастрихта, равно

Т а б л и ц а 2

Зональная шкала палеогеновых отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Подотдел	Зона	Скважины
Олигоцен		<i>Globigerina ciperoensis</i>	214, 216, 217, 220, 223, 236, 237, 238, 241, 242, 253
		<i>Globorotalia opima opima</i>	216, 220, 223, 236, 237, 238, 242, 253, 254
		<i>Globigerina ampliapertura</i>	216, 223, 236, 237, 238, 253, 269
		<i>Globigerina sellii</i>	216, 219, 237, 238, 242, 253
		<i>Globigerina tapuriensis</i>	214, 219, 223, 242, 253
Эоцен	Верхний	<i>Globorotalia cunialensis</i>	219, 242
		<i>Globorotalia cocoaensis</i>	214, 216, 217, 223, 242, 253
		<i>Globigerapsis semiinvolutus</i>	214, 216, 219, 223, 237, 242, 253
	Средний	<i>Truncorotaloides rohri</i>	214, 216, 219, 224, 237, 253
		<i>Orbulinoides beckmanni</i>	214, 221
		<i>Globorotalia lehneri</i>	214, 216, 217, 223, 237
		<i>Globigerapsis kugleri</i>	214, 216, 217, 219, 220, 237, 241, 245, 246
		<i>Hantkenina aragonensis</i>	214, 220, 223
	Нижний	<i>Globorotalia palmerae</i>	214, 219, 220, 223, 237, 241
		<i>Globorotalia aragonensis</i>	214, 219, 220, 224, 236, 237, 241, 245, 246, 264
		<i>Globorotalia formosa</i>	213, 214, 215, 219, 237, 240, 241, 245, 246, 259
		<i>Globorotalia subbotinae</i>	213, 214, 215, 237, 240, 245, 246, 259
	Палеоцен	<i>Globorotalia velascoensis</i>	213, 215, 216, 237, 245, 259
		<i>Globorotalia pseudomenardii</i>	213, 214, 215, 216, 217, 219, 223, 236, 237, 241, 245, 264
		<i>Globorotalia angulata</i>	214, 215, 216, 237, 245, 264
		<i>Acarinina uncinata</i>	237, 239, 245, 264
		<i>Globorotalia trinidadensis</i>	216, 217, 237, 239, 245
		<i>Globigerina taurica</i>	217, 239, 263
		<i>Globigerina eugubina</i>	

как и появление мелкорослых тонко- и гладкостенных глобигеринид раннедатского времени.

Выше следует зона *Globorotalia trinidadensis* с зональным видом, *Globorotalia compressa*, *G. pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoides*, *G. daubjergensis*, *G. eobulloides*, *G. edita*, *G. trivialis*, *G. varianta*, *Chiloguembelina midwayensis*, *Ch. morsei* (Восточно-Индийский хребет, Маскаренское плато, Маскаренская впадина). Этой зоной ограничивается датский ярус в так называемом узком понимании.

При интерпретации датского яруса в широком объеме, к нему будет относиться также зона *Acarinina uncinata*, отложения которой вскрыты скважинами на Маскаренском плато, в Маскаренской и Мадагаскарской впадинах и на плато Натуралистов. Комплекс планктонных фораминифер состоит из *Acarinina uncinata*, *A. inconstans*, *A. multiloculata*, *A. praecursoria*, *A. spiralis*, *Globorotalia quadrata*, *G. compressa*, *G. pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoides*, *G. varianta*.

Нижний палеоцен заканчивается зоной *Globorotalia angulata*, которая характеризуется индекс-видом, *G. conicotruncata*, *G. ehrenbergi*, *G. kubanensis*, *G. pusilla*, *G. compressa*, *G. pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoides* (Восточно-Индийский хребет, Маскаренское плато, Мадагаскарская впадина, плато Натуралистов). Для зоны приводятся смешанные комплексы планктонных фораминифер; судя по их видовому составу, в пределах зоны можно различать ее нижнюю часть (подзона *Globorotalia angulata*) и верхнюю часть (подзона *Globorotalia conicotruncata* с индекс-видом и *G. kubanensis*).

Верхний палеоцен четко подразделяется на две зоны:

зона *Globorotalia pseudomenardii*, комплекс планктонных фораминифер которой включает зональный вид, *Globorotalia velascoensis*, *G. pusilla laevigata*, *G. imitata*, *G. acutispira*, *G. chapmani*, *G. convexa*, *G. occlusa*, *Acarinina mckannai*, *A. esnaensis*, *Globigerina velascoensis* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, западная и восточная части Сомалийской впадины, Маскаренское плато, Мадагаскарская впадина, плато Натуралистов);

зона *Globorotalia velascoensis*, где обильные экземпляры зонального вида сопровождаются *G. acuta*, *G. occlusa*, *G. imitata*, *G. convexa*, *G. passionensis*, *G. aequa*, *G. chapmani*, *Acarinina acarinata*, *A. mckannai*, *A. soldadoensis*, *A. esnaensis*, *A. primitiva*, *Globigerina nana*, *G. chascanona*, *G. velascoensis*, *G. acquiensis* (Восточно-Индийский хребет, Маскаренское плато, Мадагаскарская впадина, абиссальная равнина Перта).

Нижний эоцен, если его основу принимать за уровень появления рода *Pseudohastigerina*, включает четыре зоны:

зона *Globorotalia subbotinae*, которая характеризуется индекс-видом, *G. aequa*, *G. wilcoxensis*, *G. planoconica*, *G. formosa gracilis*, *Acarinina soldadoensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. broedermanni*, *A. acarinata*, *A. mckannai*, *A. gravelli*, *A. primitiva*, *Globigerina patagonica*, *G. chascanona*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Chiloguembelina wilcoxensis* (Восточно-Индийский хребет, Маскаренское плато, Сомалийская и Мадагаскарская впадины, Мадагаскарский хребет, абиссальная равнина Перта);

зона *Globorotalia formosa*, своеобразие планктонных фораминифер которой определяется присутствием зонального вида, *G. marginodentata*, *G. lensiformis*, *G. quetra* в сочетании с *G. subbotinae*, *G. planoconica*, *G. formosa gracilis*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. grawelli*, *A. broedermanni*, *A. angulosa*, *A. soldadoensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Восточно-Индийский хребет, Маскаренское плато, Сомалийская и Мадагаскарская впадины, Мадагаскарский хребет, абиссальная равнина Перта);

зона *Globorotalia aragonensis* с многочисленными экземплярами индекс-вида, которому сопутствуют *G. quetra*, *G. planoconica*, *Acarinina interposita*, *A. pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. broedermanni*, *A. soldadoensis*, *A. angulosa*, *Globigerina eocaenica*, *G. eocaena*, *G. pseudoeocaena*, *Globorota-*

loides turgidus, *Pseudohastigerina wilcoxensis* и редкие экземпляры *Globorotalia formosa formosa*; в этой зоне появляются также *Globorotalia caucasica* и *Acarinina pentacamerata* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, Маскаренское плато, Сомалийская и Мадагаскарская впадины, Мадагаскарский хребет, плато Натуралистов);

зона *Globorotalia palmerae* с многочисленными экземплярами *G. aragonensis*, *G. caucasica*, *Acarinina pentacamerata*, *A. aspensis* в сочетании с *Globigerina senni*, *G. pseudoeocaena*, *G. eocaena*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. interposita*, *A. broedermanni*, *Globorotalia planconica*, *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, Маскаренское плато, Сомалийская впадина). Зональный вид не обнаружен, хотя *Globorotalia palmerae* известна из отложений верхней части нижнего эоцена южной Индии, район Пондишери (Schmidt, Raju, 1973).

Среднеэоценовые отложения Индийского океана подразделяются на пять зон.

Комплекс планктонных фораминифер зоны *Hantkenina aragonensis* состоит из индекс-вида, *Acarinina bullbrooki*, *A. pentacamerata*, *A. aspensis*, *A. triplex*, *Globigerina boweri*, *G. senni*, *G. higginsi*, *G. pseudoeocaena*, *G. eocaena*, *Globorotalia spinulosa*, *G. caucasica*, *G. aragonensis*, *G. pseudomayeri*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotaloides turgidus*; в кровле зоны появляются редкие экземпляры *Globigerapsis index* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн).

Зона *Globigerapsis kugleri* характеризуется зональным видом, *G. index*, *G. curryi*, *Globigerinatheca* sp., *Hantkenina mexicana*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globorotalia spinulosa*, *G. coronata*, *G. aragonensis*, *Acarinina bullbrooki*, *Globigerina boweri*, *G. senni*, *G. higginsi*, *G. pseudoeocaena*, *Globigerinita echinata*, *Globorotaloides turgidus*, *Pseudohastigerina micra* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское и Маскаренское плато, Сомалийская и Мадагаскарская впадины, Мадагаскарский хребет).

Зона *Globorotalia lehneri* отличается неизменным присутствием *G. lehneri*, которому сопутствуют *G. renzi*, *G. spinulosa*, *G. coronata*, *Globigerapsis index*, *G. kugleri*, *Globigerinatheca barri*, *Acarinina rotundimarginata*, *A. bullbrooki*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globorotaloides turgidus*, *Globigerina frontosa*, *G. senni*, *G. pseudovenezuelana*, *G. pseudoeocaena*, *Hantkenina mexicana*, *Pseudohastigerina micra* (Восточно-Индийский хребет, хр. Оуэн, Маскаренское плато).

Зона *Orbulinoides beckmanni* достоверно установлена только на Восточно-Индийском хребте; возможно, она присутствует на юго-востоке Аравийской абиссальной равнины. Комплекс планктонных фораминифер включает *O. beckmanni*, *Globorotalia spinulosa*, *G. coronata*, *G. pomeroli*, *Globigerina frontosa*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Acarinina bullbrooki*, *Globigerinatheca barri*, *Globigerapsis index*, *Hantkenina dumblei*, *Pseudohastigerina micra*.

Средний эоцен заканчивается зоной *Truncorotaloides rohri*, где обильные экземпляры *T. rohri* ассоциируют с *Globorotalia spinulosa*, *G. renzi*, *G. coronata*, *G. pomeroli*, *G. cerroazulensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Globigerinatheca barri*, *Globigerapsis index*, *G. tropicalis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina frontosa*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. eocaenica*, *G. eocaena*, *G. senni*, *G. pseudovenezuelana*, *Globigerinita unicata*, *G. africana* и редкими *Truncorotaloides topilensis* и *Acarinina bullbrooki* (Восточно-Индийский хребет, Аравийская абиссальная равнина, хр. Оуэн, Чагос-Лаккадивское и Маскаренское плато).

Верхнеэоценовые отложения Индийского океана подразделяются на три зоны:

зона *Globigerapsis semiinvolutus*, комплекс планктонных фораминифер которой включает индекс-вид, *Globigerapsis tropicalis*, *G. index*, *Globigerinatheca barri*, *G. lindiensis*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamen-*

sis, *H. primitiva*, *Globigerina corpulenta*, *G. galavisi*, *G. pseudovenezuelana*, *G. praeturritilina*, *G. angiporoides*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerinita martini*, *G. pera*, *G. globiformis*, *G. africana*, *G. unicava*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina cubensis* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское и Маскаренское плато, хр. Оуэн, Мозамбикский пролив);

зона *Globorotalia cocoaensis*, характеризующаяся примерно тем же комплексом планктонных фораминифер. Специфические особенности последнего связаны с обилием *G. cocoaensis*, *G. cerroazulensis*, *G. increbescens* и наличием редких экземпляров *Cribohantkenina inflata*, *Globigerapsis tropicalis* и *Hantkenina brevispina*; вид *Globigerapsis semiinvoluta* исчезает (Восточно-Индийский хребет, хр. Оуэн, Мозамбикский пролив);

зона *Globorotalia cunialensis* с зональным видом, *G. pomeroli*, *G. nana*, *Globigerina gortanii*, *G. ampliapertura*, *G. angiporoides*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Hantkenina alabamensis*, *H. brevispina*, *Pseudohastigerina micra*, *P. barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis* (Чагос-Лаккадивское плато, Мозамбикский пролив). Этот комплекс планктонных фораминифер намечает переход от эоценовой микрофауны к олигоценовой.

Олигоценовые ассоциации планктонных фораминифер весьма сильно отличаются от эоценовых, позволяют подразделить олигоцен на пять зон, причем зональные комплексы этих единиц имеют много общих видов.

В зоне *Globigerina tapuriensis* впервые появляется олигоценовый планктон в своем типичном развитии — *Globigerina tapuriensis*, *G. prasaepis*, *G. angiporoides*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *G. angustiumbilitata*, *G. galavisi*, *G. pseudovenezuelana*, *G. winkleri*, *G. pseudoampliapertura*, *G. officinalis*, *G. gortanii*, *G. ampliapertura*, *G. anguliofficialis*, *G. ouachitaensis*, *Globorotalia gemma*, *G. nana*, *G. increbescens*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerinita unicava*, *G. pera*, *G. martini*, *Cassigerinella chipolensis*, *Pseudohastigerina micra*, *P. barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, Мозамбикский пролив).

Следующая зона *Globigerina sellii* отличается главным образом появлением индекс-вида. Прочие планктонные фораминиферы те же самые, что и в базальных слоях олигоцена. Отложения этой зоны установлены на Восточно-Индийском хребте, Чагос-Лаккадивском плато, Маскаренском плато, восточном склоне Центрально-Индийского хребта и в Мозамбикском проливе.

В зоне *Globigerina ampliapertura* развиты *Globigerina sellii*, *G. ouachitaensis*, *G. senilis*, *G. winkleri*, *G. galavisi*, *G. prasaepis*, *G. praebulloides*, *G. tripartita*, *G. euapertura*, *Globigerinita martini*, *G. unicava*, *Globorotalia nana*; *Globigerina ampliapertura* не переходит верхней границы зоны. Представители рода *Pseudohastigerina* полностью отсутствуют. Отложения зоны *Globigerina ampliapertura* вскрыты скважинами на Восточно-Индийском хребте, хр. Оуэн, в Сомалийской впадине, на Маскаренском плато, на восточном склоне Центрально-Индийского хребта и у берегов Антарктиды.

Зона *Globorotalia opima* характеризуется многочисленными экземплярами зонального вида, совместно с которым встречаются *Globigerina ouachitaensis*, *G. galavisi*, *G. praebulloides*, *G. prasaepis*, *G. tripartita*, *G. sellii*, *G. euapertura*, *G. anguliofficialis*, *G. ciperoensis*, *Globigerinita unicava*, *Globorotalia nana* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Мозамбикский пролив).

Отличительные признаки зоны *Globigerina ciperoensis*, завершающей палеоген: присутствие многочисленных *Globigerina ciperoensis*, *G. angulituralis*, появление *Globigerina binaiensis*, *G. venezuelana*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia pseudokugleri* при полном исчезновении *Globorotalia opima*. Сопутствующие виды представлены *Globigerina angustiumbilitata*, *G. galavisi*, *G. sellii*, *G. euapertura*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *Globi-*

gerinita unicava, *Globorotalia nana* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Мозамбикский пролив).

Как видим, последовательность комплексов планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях Индийского океана идентична той, которая ранее была установлена в синхронных осадках других областей Земного шара. В равной степени применяемая здесь зональная шкала идентична стандартным зональным шкалам палеогена, предложенным Болли и Блоу.

Неоген

Известковистые осадки неогена вскрыты большим количеством скважин, что принесло обширную информацию о зональной стратиграфии миоцена (табл. 3) и плиоцена (табл. 4) Индийского океана по планктонным фораминиферам.

В предлагаемой работе нижняя граница миоцена приводится по подошве зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*, где наблюдается устойчивое присутствие представителей рода *Globigerinoides*; граница с плиоценом — по кровле зоны *Globorotalia tumida* (уровень появления рода *Sphaeroidinella*). В качестве границы неогена и четвертичных отложений принимается подошва зоны *Globorotalia truncatulinoides*.

Как известно, объемы подотделов миоцена интерпретируются различным образом. Мы считаем наиболее правильным и целесообразным границей нижнего и среднего миоцена считать подошву зоны *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* (так называемый уровень *Orbulina*). Сложнее вопрос о стратиграфических объемах среднего и верхнего миоцена. В томах, выпускаемых Проектом глубоководного бурения, тортонский ярус включается в состав верхнего миоцена. Чисто условно мы следуем этой концепции, т. е. проводим границу среднего и верхнего миоцена в нижней части зоны *Globorotalia continuosa*.

Ниже, при обзоре зональной стратиграфии неогена (как и в главе о региональной стратиграфии отложений Индийского океана) подразделения неогена используются именно в таком понимании.

Нижний миоцен состоит из пяти зональных единиц:

зона *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*, где зональные виды сопровождаются *Globigerina binaiensis*, *G. venezuelana*, *G. juvenilis*, *G. tripartita*, *Globoquadrina globosa*, *G. praedehiscens*, *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*, *Globorotalia siakensis*, *G. nana* (Восточно-Индийский хребет, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Мозамбикский пролив, Сомалийская впадина, Мадагаскарский хребет, Юго-Западный Индийский хребет);

в зоне *Globigerinita dissimilis* развиты виды, известные из подстилающих отложений — *Globigerina venezuelana*, *G. woodi*, *G. juvenilis*, *G. binaiensis*, *Globoquadrina globosa*, *G. praedehiscens*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia nana*, *G. siakensis*. Но совместно с ними встречаются новые элементы — *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinita stainforthi*, *Globorotalia peripheroronda*, *Globoquadrina altispira* и в самой верхней части зоны — *G. dehiscens*. Вместе с тем, вид *Globorotalia kugleri* отсутствует. Эта зона установлена на Восточно-Индийском хребте, Маскаренском плато, восточном склоне Центрально-Индийского хребта, в Мозамбикском проливе и на Юго-Западном Индийском хребте;

зона *Globigerinita stainforthi* характеризуется очень близким комплексом планктонных фораминифер, лишь *Globoquadrina dehiscens* пользуется более широким распространением (Восточно-Индийский хребет, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, Мозамбикский пролив). В ряде разрезов рассматриваемая зона не может быть отграничена от

Таблица 3

Зональная шкала миоценовых отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Подотдел	Ярус	Зона	Скважины
Миоцен	Верхний	Мессинский	<i>Globorotalia tumida</i> N 18	214, 219, 231, 232, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 248, 249, 253, 254, 258
			<i>Globorotalia plesiotumida</i> N 17	214, 216, 217, 218, 219, 222, 223, 231, 232, 235, 236, 237, 238, 239, 241, 242, 249, 250, 251, 253, 254
		Тортонский	<i>Globorotalia merotumida</i> — <i>Globorotalia acostaensis</i> N 16	214, 216, 217, 218, 231, 236, 240, 242, 249, 250, 253, 254,
			<i>Globorotalia continuosa</i> N 15	214, 217, 231, 242, 249
	Средний	?	<i>Globigerina nepenthes</i> — <i>Globorotalia siakensis</i> N 14	214, 216, 219, 231, 238, 242, 248, 249, 253
			<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i> — <i>Globigerina druryi</i> N 13	214, 216, 218, 231, 236, 237, 238, 242, 248
			<i>Globorotalia fohsi</i> N 12	214, 216, 217, 223, 231, 241, 242, 249
			<i>Globorotalia praefohsi</i> N 11	216, 223, 236, 242
			<i>Globorotalia peripheroacuta</i> N 10	216, 219, 223, 238, 242, 253
			<i>Orbulina suturalis</i> — <i>Globorotalia peripheroronda</i> N 9	214, 216, 238, 241, 242, 246, 253
	Нижний	Бурдигальский	<i>Praeorbulina glomerosa</i> N 8	216, 219, 223, 238, 239, 241, 242, 251, 253, 254
			<i>Globigerinatella insueta</i> N 7	214, 216, 219, 223, 236
		Ахитанский	<i>Globigerinita stainforthi</i> N 6	214, 216, 236, 237, 242
			<i>Globigerinita dissimilis</i> N 5	214, 216, 217, 237, 238, 242, 251
			<i>Globigerinoides primordius</i> — <i>Globorotalia kugleri</i> N 4	214, 216, 237, 238, 241, 242, 246, 251

подстилающей зоны *Globigerinita dissimilis*, поскольку вид *Globigerinatella insueta* в ней не найден (к зоне *Globigerinita stainforthi* приурочено первое появление глобигеринателл);

комплекс планктонных фораминифер зоны *Globigerinatella insueta* включает *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus*, *G. diminutus*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *G. globosa*, *G. baroemoenensis*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerinita stainforthi*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia siakensis*, *G. peripheroronda*, *G. praescitula*, *G. birnagea*, *Globigerina falconensis*, *G. foliata*, *G. praebulloides*; в верхней части зоны появляются немногочисленные экземпляры *Globigerinoides bisphaericus*. Индекс-вид встречается редко. Отложения зоны вскрыты скважинами на Восточно-Индийском

хребте, Чагос-Лаккадивском плато, хр. Оуэн и в Сомалийской впадине.

К важнейшим компонентам комплекса планктонных фораминифер зоны *Praeorbulina glomerosa* относятся зональный вид, *P. transitoria*, *Globigerinoides bisphaericus*; здесь же появляются *Sphaeroidinellopsis seminulina* и *Globigerinoides obliquus obliquus*. Прочие виды *Globigerina*, *Globoquadrina*, *Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Globorotaloides* практически те же самые. Вид *Globigerinatella insueta* по-прежнему очень редок. Исчезает *Globigerinita stainforthi*. Осадки зоны *Praeorbulina glomerosa* развиты на Восточно-Индийском хребте, Чагос-Лаккадивском плато, хр. Оуэн, на восточном склоне Центрально-Индийского хребта, в Маскаренской и Сомалийской впадинах, в Мозамбикском проливе и на Юго-Западном Индийском хребте.

Средний миоцен Индийского океана подразделяется на шесть зон, но многие виды планктонных фораминифер являются общими. К ним относятся *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus*, *G. obliquus*, *Orbulina suturalis*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *G. globosa*, *G. baroemoenensis*, *Globigerinita glutinata*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia obesa*, *G. continuosa*, *G. siakensis*, *Hastigerina siphonifera*, *Globigerina praebulloidis*. На этом фоне другие виды планктонных фораминифер пользуются более узким стратиграфическим распространением. Им принадлежит ведущая роль в расчленении среднего миоцена.

Зона *Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroronda* характеризуется обилием экземпляров индекс-видов, совместно с которыми встречаются *Globorotalia (Clavatorella) bermudezi*, *G. archaeomenardii*, *Globigerina nepenthoides*, *G. pseudodruryi*, *G. woodi* и переходящие из подстилающих отложений *Praeorbulina glomerosa* и *Globigerinoides bisphaericus* (Восточно-Индийский хребет, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Сомалийская впадина, Мозамбикский пролив, Мадагаскарский хребет).

Специфические особенности зоны *Globorotalia peripheroacuta* связаны с появлением индекс-вида и *G. praemenardii*; продолжают существовать *G. peripheroronda*, *G. archaeomenardii*, *G. (Clavatorella) bermudezi* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хр. Оуэн, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Мозамбикский пролив).

В следующей зоне *Globorotalia praefohsi* получают развитие зональный вид и *Globigerina druryi*; они сопровождаются *Globorotalia peripheroronda*, *G. peripheroacuta*, *G. praemenardii*, *G. (Clavatorella) bermudezi* (Восточно-Индийский хребет, хр. Оуэн, Сомалийская впадина, Мозамбикский пролив).

Зона *Globorotalia fohsi* определяется появлением *G. fohsi fohsi*, *G. fohsi lobata*, *G. miozea*, с которыми ассоциируют *G. peripheroronda*, *G. peripheroacuta*, *G. praefohsi*, *G. praemenardii*, *Globigerina druryi* (Восточно-Индийский хребет, хр. Оуэн, Аденский залив, Сомалийская впадина, Мозамбикский пролив, Мозамбикский хребет).

Весьма важные изменения происходят в фауне планктонных фораминифер зоны *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* и зоны *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis*, в преобладающем среднем миоценовом планктоне появляются первые верхнемиоценовые (тортонско-мессинские) элементы.

В зоне *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* — *Globigerina druryi* завершают свое развитие *Globorotalia fohsi fohsi*, *G. fohsi robusta*, *G. praefohsi*, *G. peripheroacuta*, *G. peripheroronda*, *G. praemenardii*, *Globigerina druryi*. К новым элементам относятся *Orbulina universa*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globigerinoides bollii*, *Globorotalia scitula*, *G. lenguaensis* (Восточно-Индийский хребет, Бенгальский залив, Аденский залив, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Мозамбикский пролив, Мозамбикская впадина).

В зоне *Globigerina nepenthes* — *Globorotalia siakensis* к таким видам, как *Orbulina universa*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globigerinoides bol-*

lil, Globorotalia scitula, типичным для отложений более позднего возраста, добавляются *Globorotalia menardii* и *Globigerina nepenthes*; в это время заканчивает свое существование *Globorotalia siakensis* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, Аденский залив, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Мозамбикский пролив, Мозамбикская впадина, Мозамбикский хребет).

Следует подчеркнуть, что обоснованно зоны среднего миоцена выделяются лишь при условии видового разнообразия планктонных фораминифер, их хорошей сохранности и непрерывности разрезов. В противном случае границы между ними становятся весьма неотчетливыми. Именно в силу указанных причин при расчленении среднемиоценовых отложений Индийского океана нередко используются не зоны, рассмотренные выше, а их комбинации, состоящие из двух-трех зон (эти более крупные стратиграфические единицы на табл. 3 не приводятся).

Верхний миоцен состоит из четырех зон. Две нижние зоны (*Globorotalia continuosa* и *Globorotalia merotumida* — *Globorotalia acostaensis*), по нашему мнению, составляют тортонский ярус. Две верхние зоны (*Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida*) мы отождествляем с мессинским ярусом.

Отложения зоны *Globorotalia continuosa* вскрыты небольшим количеством скважин (Восточно-Индийский хребет, Аденский залив, Мозамбикский пролив, Мозамбикский хребет). Вероятно, отчасти этим обстоятельством объясняется ограниченный список видов планктонных фораминифер, известных из осадков рассматриваемой зоны — *Globorotalia continuosa* (индекс-вид исчезает у верхней границы зоны), *G. menardii*, *G. cultrata*, *G. scitula*, *Globigerina nepenthes*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. trilobus*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Globigerinita glutinata*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*.

Отложения зоны *Globorotalia merotumida* — *G. acostaensis* пройдены значительно большим количеством скважин (Восточно-Индийский хребет, Бенгальский залив, Аденский залив, Сомалийская впадина, Мозамбикский пролив, Мозамбикский хребет, Мозамбикская впадина). В этой зоне получают развитие *Globorotalia merotumida*, *G. acostaensis*, *G. limbata*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina bulloides*, *G. decoraperta*, *Candeina praenitida*. Им сопутствуют *Globorotalia linguaensis*, *G. scitula*, *G. miozea conoidea*, *G. menardii*, *G. cultrata*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. bollii*, *G. trilobus*, *Orbulina universa*, *Globorotaloides hexagonus*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Hastigerina siphonifera*.

Зоны *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia tumida* мессинского яруса имеют много общих видов планктонных фораминифер — *Globorotalia menardii*, *G. cultrata*, *G. scitula*, *G. merotumida*, *G. acostaensis*, *G. limbata*, *G. miozea conoidea*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. obliquus extremus*, *G. trilobus*, *G. bollii*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Globigerina nepenthes*, *G. bulloides*, *G. decoraperta*, *G. bulbosa*, *G. apertura*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *Hastigerina siphonifera*, *Globorotaloides hexagonus*, *G. variabilis*, *Candeina praenitida*.

К новым элементам микрофауны в зоне *Globorotalia plesiotumida* относятся индекс-вид, *G. pseudomiocenica*, *G. pachyderma*, *Candeina nitida*, *Pulleniatina primalis*, *P. praespectabilis* (Восточно-Индийский хребет, Бенгальский залив, Чагос-Лаккадивское плато, Аравийское море, хр. Оуэн, Аденский залив, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Маскаренская впадина, Мозамбикский пролив, Мозамбикский хребет, Мозамбикская впадина, Юго-Западный Индийский хребет).

В зоне *Globorotalia tumida* продолжают встречаться *G. plesiolumida*, *G. pseudomiocenica*, *Candeina nitida*, *Pulleniatina primalis*, но они сопровождаются *Globorotalia tumida tumida*, *G. tumida flexuosa*, *G. humerosa*, *G. margaritae margaritae*, *G. multicamerata*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens*, *Sph. sphaeroides*, *Globigerinoides conglobatus*, *G. sacculifer* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, Аденский залив, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Маскаренская впадина, Мозамбикский пролив, Мозамбикская впадина, Мозамбикский хребет, плато Натуралистов).

Для расчленения плиоценовых отложений Индийского океана различными авторами использовалась зональная шкала Блоу, согласно которой плиоцен соответствует трем зонам: *Sphaeroidinella dehiscens* — *Globoquadrina altispira* (N 19), *Globorotalia multicamerata* — *Pulleniatina obliquiloculata* (N 20), *Globorotalia tosaensis* (N 21). Более поздние исследования, однако, показали, что уровень исчезновения *Globorotalia multicamerata* отделен от уровня появления *Globorotalia tosaensis* некоторым интервалом геологического времени, который, по сути дела, не учтен в зональной шкале Блоу. Поэтому зональное подразделение плиоцена, предложенное Болли, более правильно отражает реальный ход изменения планктонных фораминифер — зоны *Globorotalia margaritae evoluta* (аналог зоны N 19 Блоу), *Globorotalia miocenica* (нижней ее части отвечает зона N 20 Блоу) и *Globorotalia tosaensis* (аналог зоны N 21 Блоу).

Списки планктонных фораминифер, которые приводятся для зоны N 20 в томах Проекта глубоководного бурения, посвященных рейсам «Гломар Челленджера» в Индийском океане, скорее свидетельствуют в пользу соответствия зоны N 20 зоне *Globorotalia miocenica* (т. е. объем зоны N 20 понимался шире, нежели в первоначальном определении Блоу). На этом основании мы считаем возможным использовать зональную шкалу Болли для расчленения плиоценовых осадков Индийского океана (см. табл. 4).

Зона *Globorotalia margaritae evoluta* отмечена развитием индекс-вида, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*, *G. pertenuis*, *Pulleniatina obliquiloculata*. Гораздо чаще встречаются виды, появившиеся в самой верхней части верхнего миоцена — *Globorotalia tumida*, *G. multicamerata*, *G. humerosa*, *Globigerinoides ruber*, *G. conglobatus*, *G. sacculifer*, *Candeina nitida*. Из миоцена переходят также *Orbulina universa*, *Globigerina nepenthes*, *G. bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *G. elongatus*, *G. obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *Globigerinita glutinata*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Sph. seminulina*, *Pulleniatina primalis*, *Globorotalia margaritae margaritae*, *G. scitula*, *G. menardii*, *G. limbata*, *G. acostaensis*, *G. miozea conoidea*, *G. pseudomiocenica*. Эта зона установлена во многих районах Индийского океана — Восточно-Индийский хребет, Бенгальский залив, Чагос-Лаккадивское плато, Аравийское море, Аденский залив, Красное море, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Маскаренская впадина, Мозамбикский пролив, Мадагаскарский хребет, Мозамбикская впадина, Мозамбикский хребет, Юго-Западный Индийский хребет, плато Натуралистов.

Весьма своеобразен видовой состав планктонных фораминифер в зоне *Globorotalia miocenica*. Нижнюю границу зоны не переходят *Globigerina nepenthes* и *Globorotalia margaritae*. Постоянными элементами комплексов микрофауны становятся *Globorotalia miocenica* и *G. pseudopina*. Прочие виды планктонных фораминифер те же самые, что и в подстилающих осадках зоны *Globorotalia margaritae evoluta*. Но в пределах самой зоны *Globorotalia miocenica* наблюдается сложное изменение состава планктонных фораминифер. В низах зоны исчезают *Globorotalia multicamerata*, *G. pertenuis*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, несколько выше — *Sph. sphaeroides*, *Sph. seminulina*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, а в кровле зоны —

Т а б л и ц а 4

Зональная стратиграфия четвертичных и плиоценовых отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Зона			Скважины		
Плейстоцен	Globorotalia truncatulinoides	Globigerina calida calida N 23	Globigerina bermudezi	216, 217, 220, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 233, 235, 236, 239, 240, 249, 250, 251, 252, 253, 254, 255, 259, 260	214, 218 219, 231, 232, 237, 238, 241, 242, 246, 248, 258	262
			Globigerina calida calida			262
		Globorotalia truncatulinoides N 22	Globorotalia crassaformis hessi		214, 218, 219, 231, 232, 237, 238, 241, 248	262
			Globorotalia crassaformis viola			262
Плиоцен	Globorotalia tosaensis «N 21»			214, 219, 231, 232, 233, 235, 236, 237, 238, 241, 242, 250, 251, 253, 254, 258		
	Globorotalia miocenica «N 20»			214, 216, 217, 218, 231, 232, 234, 235, 237, 238, 239, 241, 248, 253, 254, 258		
	Globorotalia margaritae evoluta «N 19»			214, 215, 216, 217, 218, 219, 222, 228, 231, 232, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 241, 242, 246, 248, 249, 251, 253, 254, 258		

Globorotalia miocenica, *G. pseudomiocenica*, *G. mioeza conoidea*, *Globigerina decoraperta*, *Pulleniatina primalis* (т. е. в комплексе исчезает значительная часть видов, известных с миоцена). Отложения зоны *Globorotalia miocenica* также широко развиты во всей области Индийского океана — Восточно-Индийский хребет, Бенгальский залив, Аденский залив, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Маскаренская впадина, Мозамбикская впадина, плато Натуралистов.

Следует отметить, что в некоторых разрезах плиоценовых отложений Индийского океана зоны *Globorotalia margaritae evoluta* и *Globorotalia miocenica* друг от друга не отделены и фигурируют в качестве единого подразделения. Объясняется это бедностью плиоценовых отложений *Globigerina nepenthes* и *Globorotalia margaritae*, а также постепенностью исчезновения *Globorotalia multicamerata*, представителей *Sphaeroidinellopsis* и *Globoquadrina*.

Плиоцен завершается зоной *Globorotalia tosaensis*, подошва которой маркируется появлением индекс-вида. Комплекс планктонных фораминифер включает *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globorotalia crassaformis*, *G. tumida*, *G. humerosa*, *G. dutertrei*, *G. scitula*, *G. menardii*, *G. cultrata*, *G. limbata*, *G. pachyderma*, *G. acostaensis*, *G. inflata*, *G. crotonensis*, *Globigerinoides elongatus*, *G. pyramidalis*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *G. bollii*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *Orbulina universa*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. conglomerata*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotaloides hexagonus*, *Hastigerina siphonifera*, *Candeina nitida*, *Turborotalita humilis* (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, Аденский залив, Сомалийская впадина, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-

Индийского хребта, Мозамбикский пролив, Мозамбикская впадина, Юго-Западный Индийский хребет, плато Натуралистов).

Нетрудно убедиться, что зональные шкалы расчленения миоценовых и плиоценовых отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам вполне аналогичны тем зональным схемам, которые используются при изучении стратиграфии неогена в других регионах мира.

Четвертичные отложения

Для стратиграфического подразделения четвертичных осадков Индийского океана применяются три зональные шкалы различной детальности, что отражает степень видового разнообразия планктонных фораминифер (см. табл. 4).

В случае относительной обедненности планктонных фораминифер четвертичные отложения (точнее, плейстоцен) соответствуют зоне *Globorotalia truncatulinoides* (в широком понимании). Из подстилающих осадков подошву этой зоны не переходят *Globorotalia limbata*, *G. crotonensis*, *Globigerinoides bollii*, *G. obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, а *Globorotalia tosaensis* замещается *G. truncatulinoides*. В целом, комплекс планктонных фораминифер весьма обширен — *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *G. trilobus*, *G. elongatus*, *G. pyramidalis*, *Orbulina universa*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia scitula*, *G. menardii*, *G. crassaformis*, *G. tumida*, *G. unguolata*, *G. humerosa*, *G. dutertrei*, *G. cultrata*, *G. pachyderma*, *G. hirsuta*, *Globorotaloides hexagonus*, *Hastigerina siphonifera*, *Candeina nitida*, *Globigerina conglomerata*, *G. bulloides*, *G. calida praecalida*, *G. digitata*, *G. rubescens*, *G. tenella*, *G. quinqueloba*, *Turborotalita humilis*. Плейстоцен с подобной ассоциацией планктонных фораминифер развит в тропической, субтропической и умеренной полосах Индийского океана, хотя, конечно, соотношение видов меняется в зависимости от климатической зональности.

В целом ряде разрезов плейстоцен Индийского океана может быть подразделен на две зоны: *Globorotalia truncatulinoides* (в узком понимании) и *Globigerina calida calida* (т. е., соответственно, зоны N 22 и 23 по индексации Блоу).

Зона *Globorotalia truncatulinoides* (в узком понимании) характеризуется приведенным выше комплексом планктонных фораминифер и установлена в разрезах плейстоценовых осадков Восточно-Индийского хребта, Бенгальского залива, Чагос-Лаккадивского плато, Аденского залива, Маскаренского плато, восточного склона Центрально-Индийского хребта, Сомалийской впадины и Мозамбикской впадины.

Зона *Globigerina calida calida* (N 23) отличается появлением индекс-вида, *Globigerinella adamsi*, розовых *Globigerinoides ruber* и *Globigerina rubescens* (Восточно-Индийский хребет, Бенгальский залив, Чагос-Лаккадивское плато, Аденский залив, Маскаренское плато, восточный склон Центрально-Индийского хребта, Сомалийская впадина, Мозамбикский пролив, Мадагаскарский хребет, Мозамбикская впадина, плато Натуралистов).

Наиболее подробное подразделение плейстоцена достигнуто в Тиморской впадине (скв. 262), где мощная толща осадков этого возраста расчленена на четыре зоны (или подзоны):

подзона *Globorotalia crassaformis viola* — интервал от появления *Globorotalia truncatulinoides* до появления *Globorotalia crassaformis hessi*;

подзона *Globorotalia crassaformis hessi* — интервал от появления индекс-вида до появления *Globigerina calida calida*. В пределах этой подзоны исчезают *Globorotalia tosaensis* и *G. crassaformis ronda*;

подзона *Globigerina calida calida* — интервал от появления индекс-вида до исчезновения *Globorotalia tumida flexuosa*;

подзона *Globigerina bermudezi* — интервал от исчезновения *Globorotalia tumida flexuosa* до исчезновения *Globorotalia crassaformis hessi* (или появления *Globorotalia fimbriata*).

Голоцен (подзона *Globorotalia fimbriata*) в скв. 262 установлен условно, поскольку индекс-вид не обнаружен.

Таким образом, подразделение плейстоцена на две или четыре стратиграфические единицы возможно только в случае видового богатства планктонных фораминифер, что встречается далеко не во всяком разрезе. Вместе с тем, эти единицы несомненно являются хроостратиграфическими, будучи основанными на эволюционном развитии планктонных фораминифер. Действительно, зоны *Globorotalia truncatulinoides* (N 22) и *Globigerina calida calida* (N 23) известны из целого ряда разрезов плейстоцена в Атлантическом и Тихом океанах, а подзоны *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida* и *Globigerina bermudezi* впервые выделены Болли и Премоли-Сильва (Bolli Premoli Silva, 1973) в плейстоцене Карибского бассейна (впадина Кариаку).

В начале предлагаемой работы мы писали, что область Индийского океана оставалась «белым пятном» с точки зрения зональной стратиграфии мела и кайнозоя по планктонным фораминиферам. Теперь это «пятно» полностью «стерто» обширными материалами океанического бурения с корабля «Гломар Челленджер». Мы можем сказать, что:

1) в альбских, верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложениях Индийского океана развиты те же виды планктонных фораминифер, которые характерны для синхроничных осадков в других областях Земного шара;

2) в разрезах меловых и кайнозойских отложений Индийского океана наблюдается принципиально та же самая последовательность комплексов планктонных фораминифер, ранее известная из разрезов разновозрастных осадков других регионов мира. Нет оснований сомневаться, что эта последовательность ассоциаций планктонных фораминифер отражает эволюционное изменение рассматриваемой группы микроорганизмов;

3) как следствие двух названных особенностей микрофауны — для расчленения меловых и кайнозойских отложений Индийского океана может быть использована стратиграфическая шкала (базирующаяся на планктонных фораминиферах), ранее разработанная для мела и кайнозоя области Тихого и Атлантического океанов, Средиземноморья и Крымско-Кавказской области. По отношению к осадкам позднекампанского — четвертичного возраста эта стратиграфическая шкала является зональной. Для отложений альба — сантона шкалу следует считать ярусной (из-за недостатка фактического материала), но вряд ли можно сомневаться в возведении ее в ранг зональной шкалы по мере накопления новых данных глубоководного бурения;

4) принципиальное сходство зональных шкал мела и кайнозоя Индийского океана и других областей мира свидетельствует о существовании единой зональной стратиграфической шкалы позднего мела и кайнозоя океанических бассейнов и континентов тропической, субтропической и умеренной полос, где были развиты ассоциации достаточно богатых и разнообразных планктонных фораминифер.

В Индийском океане применение зональной шкалы верхнемеловых и кайнозойских отложений по планктонным фораминиферам оказалось возможным в пределах 20° с. ш. и 36° ю. ш. Конечно, разнообразие климатических условий не могло не сказаться на вариациях видового состава планктонных фораминифер в каком-либо стратиграфическом подразделении. Эти вариации действительно имеют место — наиболее очевидные для неогена и плейстоцена, но улавливаемые и для альба, верхнего мела и

палеогена. Установление их — дело ближайшего будущего, сейчас же наиболее важно подчеркнуть общность видового состава планктонных фораминифер в акватории Индийского океана (20° с. ш. — 36° ю. ш.) и единство зональной шкалы. Расшифровка палеобиогеографических особенностей комплексов планктонных фораминифер затрудняется гипотетическими горизонтальными перемещениями плит континентальной и океанической коры, но они могут служить и способом реконструкции этих движений.

Сейчас трудно наметить южную границу применимости зональной шкалы по планктонным фораминиферам в Индийском океане, поскольку между скважинами на плато Натуралистов (258, 264), во впадине Крозе (252) и на Юго-Западном Индийском хребте (251), на севере, и группой скважин (265—269) у континента Антарктиды, на юге, находится обширное пространство Индийского океана, где бурение не проводилось. Вероятно, эта граница будет занимать различное положение на различных отрезках геологического времени. Но достаточно очевидно, что рассматриваемая зональная шкала не может эффективно использоваться для расчленения кайнозоя Индийского океана в пределах 54—64° ю. ш., ибо верхний эоцен характеризуется обедненными комплексами планктонных фораминифер, а в олигоцене и неогене они вообще редки и бедны по систематическому составу, уступая место планктону с кремнистым скелетом.

Другие группы планктона

Поистине блестящие результаты достигнуты в стратиграфическом расчленении верхнеюрских, меловых и особенно кайнозойских отложений Индийского океана по нанопланктону. В этом нетрудно убедиться даже по тем материалам, которые изложены в разделе о региональной стратиграфии мезозоя и кайнозоя Индийского океана (хотя, естественно, нами сделан акцент на стратиграфию по планктонным фораминиферам).

Зональная шкала мезозойских отложений по нанопланктону находится в стадии своего становления. Но уже сейчас эта шкала играет важную роль для стратиграфии верхней юры и неокома Индийского океана, где планктонные фораминиферы отсутствуют, и для подразделения отложений альба — верхнего мела данной области, поскольку планктонные фораминиферы нередко отличаются обедненностью видового состава.

Для расчленения кайнозойских осадков с помощью нанопланктона применяются различные зональные шкалы с разным числом зон и подзон (схемы Хея, Бакри, Мартини и их модификации). Сравнение зональных шкал палеогена и неогена по планктонным фораминиферам и нанопланктону показывает их одинаковую дробность, т. е. одинаковую стратиграфическую разрешаемость этих групп микрофауны и микрофлоры. Так, зональные шкалы палеогена по планктонным фораминиферам состоят из 24 — 25 зон, по нанопланктону — из 22 — 25 зон; зональные схемы неогена по планктонным фораминиферам включают 18 — 20 зон, по нанопланктону — 18 — 22 зоны. Важно подчеркнуть, что для некоторых интервалов геологического времени более детальное расчленение дает нанопланктон (например, верхний палеоцен, плиоцен), в других случаях большей стратиграфической разрешаемостью характеризуются планктонные фораминиферы (например, средний эоцен, средний миоцен).

Но обладая той же высокой стратиграфической разрешаемостью, что и планктонные фораминиферы, нанопланктон отличается от них большей устойчивостью к избирательному растворению. Поэтому глубоководные слабоизвестковистые осадки, в которых планктонные фораминиферы в той или иной мере уничтожены растворением, еще содержат нанопланктон, пригодный для определения возраста, хотя и также затронутый избирательным растворением. Подобная особенность нанопланктона от-

Таблица 5

Соотношение зональных шкал палеогеновых отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям

Отдел	Подотдел	Зоны		
		Фораминиферы	Нанопланктон	Радиолярии
Олигоцен		Globigerina ciperoensis	Triquetrorhabdulus carinatus (нижняя часть)	Lychnocanoma elongata
			Sphenolithus ciperoensis	Dorcadospyrus atechus
		Globorotalia opima	Sphenolithus distentus	
		Globigerina ampliapertura	Sphenolithus predistentus	
		Globigerina sellii		Theocyrtis tuberosa
		Globigerina tapuriensis	Helicopontosphaera reticulata	
Эоцен	Верхний	Globorotalia cunialensis	Ericsonia subdisticha	
		Globorotalia cocoaensis	Sphenolithus pseudoradians	Thyrso-cyrtis bromia
		Globigerapsis semiinvolutus	Isthomolithus recurvus	Thyrso-cyrtis tetracantha
			Chiasmolithus oamaruensis	
	Средний	Truncorotaloides rohri	Discoaster saipanensis	Podocyrtis goetheana
		Orbulinoides beckmanni		Podocyrtis chalara
			Discoaster tani nodiffer	?
		Globorotalia lehneri		Podocyrtis mitra
		Globigerapsis kugleri		Podocyrtis ampla
			Nannotetrina alata	?
		Hantkenina aragonensis		Thyrso-cyrtis triacantha
				?
	Нижний	Globorotalia palmerae	Discoaster sublodoensis	Theocampe mongol-fieri
		Globorotalia aragonensis		?
			Discoaster lodoensis	Theocotyle cryptocephala
		Globorotalia formosa	Marthasterites tribrachiatatus	Phormocyrtis striata
		Globorotalia subbotinae	Discoaster binodosus	?
			Discoaster diastypus	Buryella clidata
Палеоцен	Верхний	Globorotalia velascoensis	Marthasterites contortus	Becoma bidarfensis
		Globorotalia pseudomendardii	Discoaster multiradiatus	?
			Heliolithus riedeli	
			Discoaster gemmeus	
	Нижний	Globorotalia angulata	Heliolithus kleinpellii	
			Fasciculithus tympaniformis	
			Ellipsolithus macellus	
		Acarinina uncinata	Chiasmolithus danicus	

Таблица 5 (окончание)

Отдел	Подотдел	Зоны		
		Фораминиферы	Нанопланктон	Радиолярии
Палеоцен	Нижний	<i>Globorotalia trinidadensis</i>	-----	
		<i>Globigerina pseudobulloidis</i>	<i>Cruciplacolithus tenuis</i>	
		<i>Globigerina eugubina</i>	----- <i>Marcalius astroporus</i>	

водит ему колоссальную роль в изучении стратиграфии осадочного чехла океанов. Без преувеличения можно сказать, что в настоящее время нельзя представить себе изучение стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений океанических бассейнов без зональных шкал по нанопланктону.

К негативным качествам нанопланктона относится легкость переотложения этих мельчайших микроорганизмов, что приводит к возникновению гетерогенных ассоциаций нанопланктона. Методика выделения зон (проведения границ) по появлению или исчезновению какого-либо вида нанопланктона (без учета всего комплекса) чревата серьезными последствиями, ибо в конкретном разрезе стратиграфический диапазон данного вида в связи с особенностями биомического режима может соответствовать не биоzone, а его эпиболи. Значительные трудности в интерпретации материалов глубоководного бурения возникают в связи с использованием различных зональных шкал. Однако многие из этих трудностей являются проходящими — ведь подлинное изучение нанопланктона с разработкой зональных шкал относится к самым последним страницам истории микропалеонтологии. Несомненно, в ближайшие годы зональная шкала мезозойских и кайнозойских отложений по нанопланктону станет более стабильной.

Распределение радиолярий в мезозойских отложениях Индийского океана изучено еще слабо. Для осадков палеогенового и неогенового времени существует зональная шкала, правда, менее детальная, чем по планктонным фораминиферам и нанопланктону — в палеогене выделяется 12 — 13 зон и обычно 9 зон в неогене. Границы между зонами не фиксируются с той высокой точностью, как по планктону с известковым скелетом. Но чрезвычайно важно отметить одно обстоятельство — во многих разрезах кайнозоя Индийского океана четко наблюдается идентичная последовательность зон по радиоляриям, ранее установленная в других океанических бассейнах, и нет никаких оснований сомневаться в реальности зональной шкалы кайнозойских отложений Индийского океана по радиоляриям. Последние оказывают неоценимую услугу при расчленении глубоководных карбонатных и слабокарбонатных илов и бурых глин кайнозоя, в которых планктонные фораминиферы и нанопланктон частично или полностью уничтожены избирательным растворением.

Совместную и параллельную работу на борту «Гломар Челленджера» (и в береговых лабораториях) трех-четырех микропалеонтологов (специалистов по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям) нужно считать удачной находкой в методике исследований. В любом конкретном случае своими положительными качествами каждая из трех названных групп микроорганизмов восполняет негативные стороны других. Взаимная проверка результатов расчленения кайнозоя по фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям придает стратиграфической шкале кайнозоя Индийского океана большой запас прочности и надежности.

Соотношение зональных шкал палеогена и неогена по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям показано, соответственно, на табл. 5 и 6. Это соотношение дано в наиболее стандартном виде. В томах, посвященных геологическому описанию рейсов «Гломар Челленджера» в Индийском океане, можно найти и несколько иную интерпретацию соотношения зональных границ, но эти отклонения невелики. Они объясняются, прежде всего, различным методическим подходом к выделению зон, а также качеством палеонтологического материала и степенью

Т а б л и ц а 6

Соотношение зональных шкал неогеновых отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям

Отдел	Подотдел	Зоны		
		Фораминиферы	Нанопланктон	Радиолярии
Плейстоцен		Globigerina calida calida	Emiliania huxleyi	
			Gephyrocapsa oceanica	
		Globorotalia truncatulinoides	Pseudoemiliania lacunosa	
Плиоцен		Globorotalia tosaensis	Discoaster brouweri	Pterocanium prismaticum
			? — — — — —	
		Globorotalia miocenica	Discoaster pentaradiatus	? — — — — —
			Discoaster surculus	
		Globorotalia margaritae evoluta	Reticulofenestra pseudumbilica	
Миоцен	Верхний		? — — — — —	Spongaster pentas
		Globorotalia tumida	Discoaster asymmetricus	
		— — — — ?	Ceratolithus rugosus	
		Globorotalia plesiotumida	Ceratolithus tricorniculatus	? — — — — —
				Stichocorys peregrina
		Globorotalia merotumida	Discoaster quinqueringus	? — — — — —
			? — — — — —	Ommatartus penultimus
		Globorotalia continuosa	Discoaster calcaris	Ommatartus antepeultimus
	Средний	Globigerina nepenthes — Globorotalia siakensis	Discoaster hamatus	? — — — — —
		Sphaeroidinellopsis subdehiscens — Globigerina druryi	Gatinaster coalitus	Cannartus petterssoni
			Discoaster kugleri	— — — — —
		Globorotalia fohsi		
		Globorotalia praefohsi	Discoaster exilis	Dorcadospyrus alata
	Нижний	Globorotalia peripherocutata	Sphenolithus heteromorphus	
		Orbulina suturalis — Globorotalia peripheroronda	Helicopontosphaera ampliata	Calocyclus costata
		Praeorbulina glomerata	Sphenolithus belemnoides	
		Globigerinella insueta	Discoaster druggi	
		Globigerinella stainforthi	Triquetrorhabdulus carinatus (верхняя часть)	Calocyclus virginis
		Globigerinella dissimilis		
		Globigerinoides primordius — Globorotalia kugleri		

детальности отбора образцов на микрофауну и флору. Если рассматривать эти расхождения с точки зрения методики установления стратиграфических единиц, проблемы синхронного или асинхронного развития органического мира, то они, разумеется, будут принципиальными и заслуживают тщательного изучения. Если же к ним подходить с точки зрения интересов региональной стратиграфии, то острота вопроса снимается, ибо расхождения невелики и не оказывают существенного влияния на понимание стратиграфии кайнозойских отложений и геологического развития данного региона.

Своеобразное положение в стратиграфии кайнозойских осадков Индийского океана занимают диатомеи. В миоцене, плиоцене и плейстоцене тропической полосы Индийского океана Шрадер (Schrader, 1974) выделил множество зон (21), но необходимо подтвердить их пространственную протяженность и валидность. Конечно, неразработанность стратиграфии тропического и субтропического кайнозоя по диатомовым возмещается сейчас прекрасными зональными шкалами по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям. Однако в кайнозое Антарктической области перечисленные группы микроорганизмов полностью или частично теряют свое значение, а роль диатомовых становится самодовлеющей. Подлинное их изучение еще только начинается и стратиграфическая разрешимость диатомовых для бореального и полярного кайнозоя Индийского океана не ясна. Во всяком случае, все будущие успехи кайнозойской стратиграфии антарктической области Индийского океана, равно как и решение вопроса о подлинной глобальности стратиграфических подразделений разного ранга, могут быть связаны только с успехами в изучении диатомовых.

Существенное значение для стратиграфии мезозойских глубоководных слабокарбонатных и некарбонатных осадков имеют динофлагеллаты (Wiseman, Williams, 1974). Прекрасная их сохранность и легкость извлечения из слабоконсолидированных осадков верхней юры и нижнего мела восточной части Индийского океана облегчают их изучение.

Некоторые горизонты верхнеюрских, нижнемеловых и верхнемеловых осадков восточной части Индийского океана обогащены мельчайшими (40 — 120 мк) представителями кальцисферулид (питонелл). Систематическое их положение не ясно. Скорее всего, они являются цистами водорослей. Ранее питонеллы изучались главным образом в шлифах. Выделение их из мягких океанических осадков с последующим изучением в сканирующем микроскопе позволило Болли (Bolli, 1974) впервые установить многие особенности их морфологии (структура стенки, форма устья и раковины) и на этом основании выделить новые виды (около двух десятков). Вполне вероятно, что в дальнейшем кальцисферулиды приобретут стратиграфическое значение для расчленения отложений мезозоя.

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

Обзор стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Индийского океана показал, что геологическая наука располагает в настоящее время весьма совершенными зональными стратиграфическими шкалами для расчленения меловых и особенно кайнозойских осадков по планктонным микроорганизмам, хотя качество (т. е. степень детальности) этих шкал по различным группам планктона несколько различно. Понимание зональных шкал по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям облегчается фотографиями представителей перечисленных групп микроорганизмов, неизменно приводимых в каждом томе Проекта глубоководного бурения, посвященном соответствующему рейсу «Гломар Челленджера».

Не следует идеализировать существующие зональные схемы по планктонным фораминиферам, нанопланктону и радиоляриям. Имеются противоречия в интерпретации объема некоторых видов, интервалы стратиграфического распространения ряда видов интерпретируются микропалеонтологами неодинаково, слабо изучена зависимость комплексов планктонных микроорганизмов от климатических поясов, еще недостаточно детально стратиграфия кайнозоя южнополярных районов Индийского океана, большие трудности возникают при расчленении бурых и цеолитовых абиссальных глин и турбидитов с гетерогенной микрофауной и флорой. Все эти проблемы еще предстоит решить, равно как и унифицировать зональные шкалы различных авторов.

Тем не менее, с помощью стратиграфических шкал, основанных на планктонных микроорганизмах, достигнуты великолепные результаты в расчленении и сопоставлении разрезов мезозойских и кайнозойских отложений Индийского океана, т. е. выяснены основные особенности в строении осадочного чехла этого океанического бассейна. К установленным основным особенностям осадочного чехла мы должны относиться, как к совершенно достоверному фактическому материалу. Правда, этот материал лишен той детальности и конкретности, к которой мы привыкли на континентах. Подобное положение, конечно, объясняется редкой сетью скважин на безбрежной акватории Индийского океана. С последним связана и трудность интерпретации фактического материала, когда вместо однозначного решения допустимы несколько гипотетических вариантов, подчас взаимно исключающих друг друга.

Ниже кратко рассматриваются наиболее яркие особенности строения осадочного чехла в Индийском океане.

Соотношение осадочного чехла и базальтового фундамента

Принципиально важным является вопрос о характере соотношения чехла осадочных пород (первый океанический слой) с базальтовым океаническим фундаментом (второй океанический слой). Базальтовый фундамент вскрыт 33 скважинами, что составляет более половины общего числа скважин, пробуренных с корабля «Гломар Челленджер» в Индийском океане (рис. 8). Лишь в скв. 233 (Аденский залив) контакт магматических и осадочных пород оказался интрузивным — диабазовый силл прорывает нанопланктонные илы плиоцена с ясными признаками контактового метаморфизма. Во всех остальных 32 скважинах контакт нормальный, т. е. морские отложения мезозоя и кайнозоя согласно располагаются на мелкозернистых базальтах, базальтовых лавах и пиллоу-лавах, излияния которых происходили в условиях водной среды. В некоторых случаях (скважины 214, 253 и 254 на Восточно-Индийском хребте) литологические особенности осадков, характер фауны и флоры свидетельствуют о субаквальном и даже субаэральном происхождении вулканогенных пород.

Нормальный контакт между вулканическими и осадочными породами доказывается не только отсутствием контактового метаморфизма, но и целым рядом других явлений: наличием тонких прослоев осадков среди вулканогенных образований второго слоя; присутствием тонких прослоев вулканогенных пород в основании осадочного чехла; обогащением вулканогенным материалом осадочных пород в основании первого слоя; минерализацией базальных слоев осадочного чехла (железо, марганец, свинец, цинк) гидротермальными растворами; широким развитием в нижней части осадочного чехла специфических глин, возникших за счет разложения (девитрификации) вулканогенного туфового материала; присутствием в основании осадочного чехла вулканогенно-обломочных пород, образовавшихся за счет разрушения только что сформировавшихся (в непосредственной близости) пород базальтового фундамента.

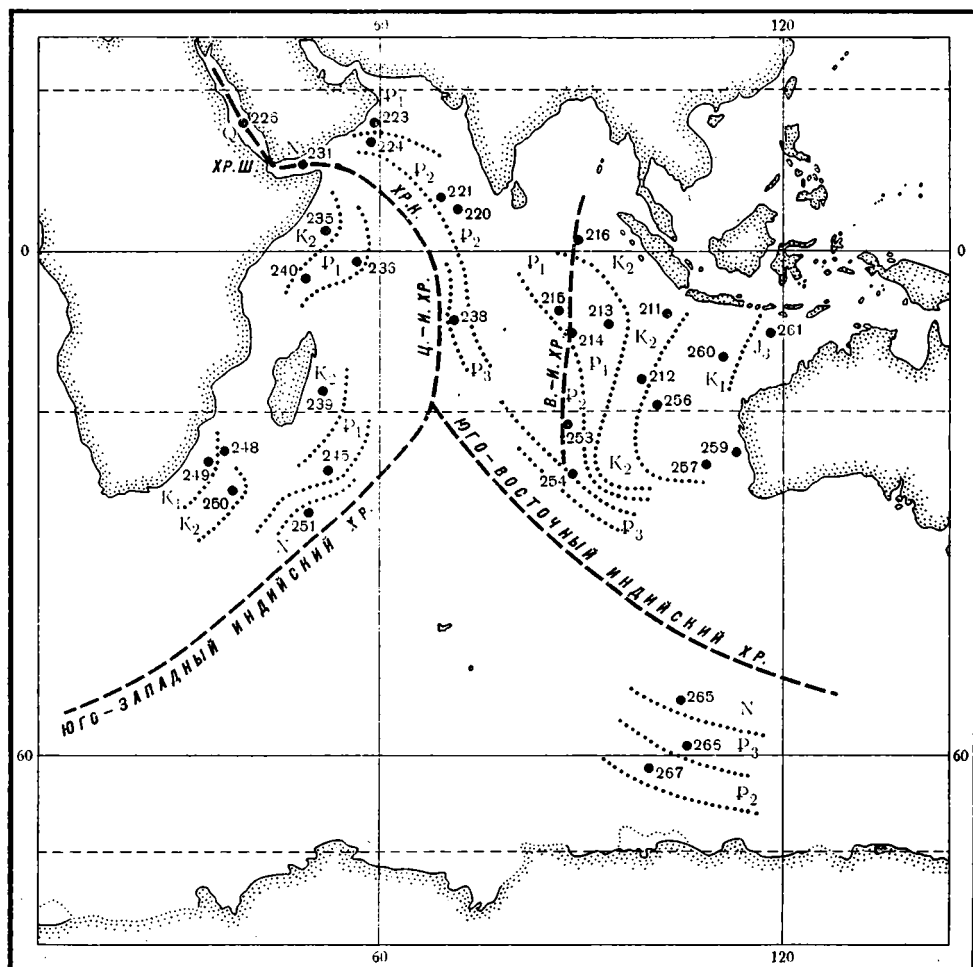


Рис. 8. Возраст базальных слоев чехла осадочных пород в Индийском океане, залегающих непосредственно на базальтовом фундаменте

Показаны только скважины, вскрывшие фундамент. Названия хребтов: хр. Ш.— хребет Шеба; хр. К.— хребет Карлсберг, Ц.-И. хр.— Центрально-Индийский хр., В.-И. хр.— Восточно-Индийский хр.

Все эти особенности и позволяют говорить о нормальном характере контакта между вулканическими породами второго слоя и осадками первого слоя во многих районах Индийского океана: на абиссальных равнинах к западу от побережья Австралии (скв. 211, 212, 213, 256, 257, 259, 260, 261), в пределах Восточно-Индийского хребта (скв. 214, 246, 253, 254), в Центрально-Индийской впадине (скв. 215), на юго-востоке (скв. 220, 221) и на северо-западе (скв. 223, 224) Аравийского моря, в Аденском заливе (скв. 231), Красном море (скв. 226), Сомалийской впадине (скв. 235, 236, 240), на восточном склоне Центрально-Индийского хребта (скв. 238), в Маскаренской впадине (скв. 239), Мадагаскарской впадине (скв. 245), Мозамбикской впадине (скв. 248, 250), на Мозамбикском хребте (скв. 249), на северном склоне Юго-Западного Индийского хребта (скв. 251), между Юго-Восточным Индийским хребтом и побережьем Антарктиды (скв. 265, 266, 267).

К сожалению, строение второго слоя в Индийском океане изучено еще очень слабо, поскольку скважины вскрывали первые один-два десятка метров базальтов. Лишь отдельные скважины проникали в базальтовый

фундамент на 35 м (скв. 235), 43 м (скв. 254), 47 м (скв. 261), 65 м (скв. 257), 81 м (скв. 238). Во всяком случае, самая верхняя часть второго слоя характеризуется столь ничтожным развитием осадочных пород, что называть ее вулканогенно-осадочной не представляется возможным. Вообще тонкие прослои осадков приурочены к самой кровле базальтового фундамента, а вниз по разрезу они быстро исчезают. Очевидно, второй слой сложен базальтами с сугубо подчиненными прослоями осадочных пород.

Конечно, строение базальных слоев чехла осадочных пород известно гораздо лучше и в целом ряде случаев можно говорить о «постепенном переходе» от базальтового фундамента к осадочному чехлу, поскольку в основании последних осадочные породы нередко обогащены вулканогенным материалом (скв. 211, 261, 238, 216, 214, 253, 254). Количество вулканического материала вверх по разрезу быстро сокращается, как бы свидетельствуя о затухании вулканической деятельности. Нормальные контакты иногда осложняются более поздними базальтовыми дайками, рассекающими осадочные породы. Например, скв. 261 сначала вскрыла интрузивный контакт малоомощной базальтовой дайки с аргиллитами, а затем (через несколько метров) нормальный контакт вулканических и осадочных пород.

Скорость накопления вулканогенного (преимущественно туфового) материала в основании чехла осадочных пород может быть весьма высокой. Так, в скв. 253 толща вулканических туфов, пеплов, шлаков с тонкими прослоями базальтов и глин с фораминиферами, нанопланктоном, мшанками и моллюсками имеет мощность около 400 м и располагается выше базальтов второго слоя. По возрасту толща относится к зоне *Discoaster tani nodifer* среднего эоцена, продолжительность которой оценивается в 1,5 млн лет. Следовательно, скорость накопления эффузивной толщи порядка 260 м/млн лет. В скв. 216 на базальтах залегает эффузивная толща мощностью около 120 м, соответствующая зоне *Abathomphalus mayaroensis* маастрихтского яруса. Продолжительность зоны в абсолютном исчислении также определяется цифрой порядка 1,5 млн лет, т. е. скорость формирования эффузивных пород 80 м/млн лет.

В Индийском океане пока что не удастся оценить скорость образования собственно базальтовых пород слоя 2 из-за отсутствия сколько-нибудь значительных прослоев осадочных пород. Как известно, мощность слоя 2 невелика (несколько первых километров). Если допустить непрерывность формирования базальтов второго слоя и высокие скорости накопления эффузивных толщ, то весьма сомнительно, чтобы в составе второго слоя находились базальтовые и лавовые породы древнего (домезозойского) возраста.

Стратиграфический объем чехла осадочных пород и возраст базальных слоев

Замечательной особенностью в строении чехла осадочных пород Индийского океана является закономерное изменение возраста базальных слоев осадочного чехла и его стратиграфического объема по направлению от континентов к тектонически активным срединным хребтам (Шеба, Карлсберг, Центрально-Индийский, Юго-Западный Индийский, Юго-Восточный Индийский хребты). Эти изменения можно хорошо иллюстрировать рядом примеров (рис. 8, 9, 10).

По направлению от континента Австралии к Центрально-Индийскому хребту возраст базальных слоев меняется следующим образом (см. рис. 8, 10А). У северо-западного побережья Австралии базальты океанического фундамента перекрываются верхнеюрскими (оксфордскими) отложениями (скв. 261). Западнее возраст базальных слоев становится ниж-

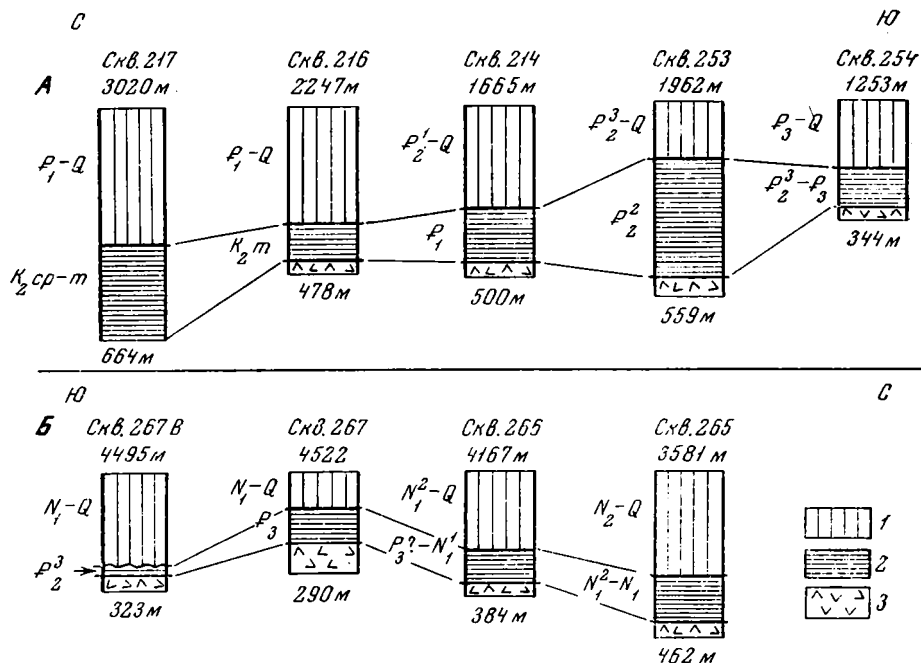


Рис. 9. Корреляция сходных по фациальному облику, но различных по возрасту мезозойских и кайнозойских отложений в восточной части Индийского океана (проектирование профилей перпендикулярно Юго-Восточному Индийскому хребту)

А — профиль к северу от Юго-Восточного Индийского хребта (вдоль Восточно-Индийского хребта); Б — профиль к югу от Юго-Восточного Индийского хребта (по направлению к Земле Уилкса)
Условные обозначения (для рис. 9 и 10): 1) относительно глубоководные отложения, 2) относительно мелководные отложения, 3) базальты океанического фундамента

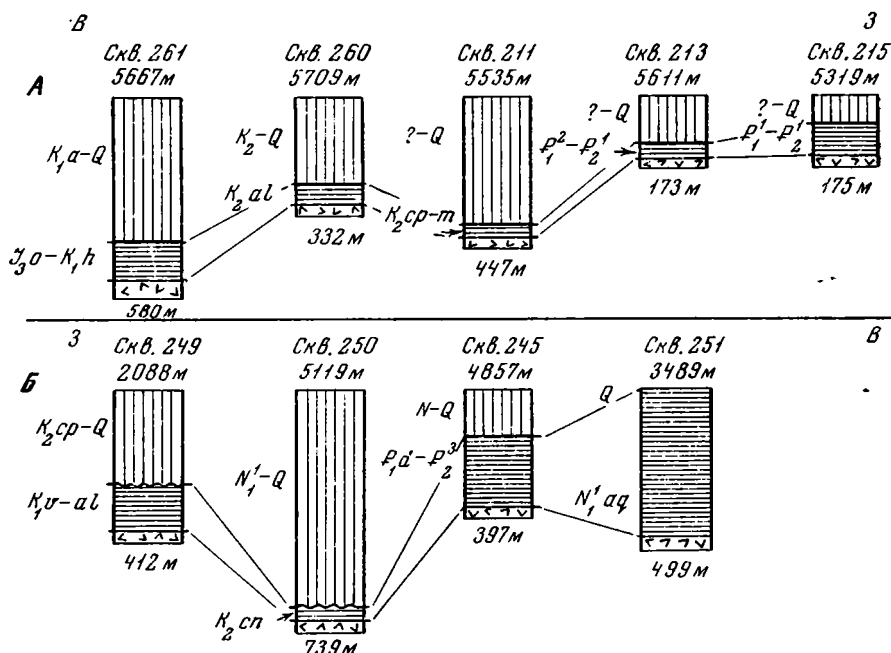


Рис. 10. Корреляция сходных по фациальному облику, но различных по возрасту мезозойских и кайнозойских отложений в юго-западной и северо-восточной частях Индийского океана

А — профиль в северо-восточной части Индийского океана, перпендикулярно Восточно-Индийскому хребту; Б — профиль на юго-западе Индийского океана, перпендикулярно Юго-Западному Индийскому хребту.

немеловым (скв. 256, 257, 259, 260), далее верхнемеловым (скв. 211, 212, 216), палеоценовым (скв. 213, 214, 215), эоценовым (скв. 253), верхне-эоценовым-олигоценовым (скв. 254), олигоценовым (скв. 238).

Северным продолжением Центрально-Индийского хребта является хр. Карлсберг (см. рис. 8). В непосредственной близости от континентального цоколя Аравийского полуострова на базальтах фундамента залегают осадки палеоцена (скв. 223). Ближе к хр. Карлсберг базальные слои имеют эоценовый возраст (скв. 224, 221, 220).

Юго-западнее хр. Карлсберг и его продолжения хр. Шеба у континента Африки выше базальтов океанического фундамента (см. рис. 8) располагаются отложения верхнего мела (скв. 235). Восточнее, ближе к срединному хребту на базальтах залегает палеоцен (скв. 236, 240), а в непосредственной близости от хр. Шеба — отложения среднего миоцена (скв. 231).

Отметим, что в осевой рифтовой зоне Красного моря (см. рис. 8) базальты перекрываются четвертичными осадками (скв. 226).

На юго-западе Индийского океана (см. рис. 8, 10Б) у континента Африки базальты океанической коры сменяются отложениями нижнего мела (скв. 249). Восточнее, с приближением к Юго-Западному Индийскому хребту на базальтах залегает верхний мел (скв. 250 и скв. 239 восточнее Мадагаскара), затем палеоцен (скв. 245), а на склоне срединного хребта скв. 251 вскрыла выше базальтов осадки нижнего миоцена.

Четко прослеживается указанная закономерность и в направлении, грубо перпендикулярном простиранию Юго-Восточного Индийского хребта (см. рис. 8, 9).

Севернее этого срединного хребта (см. рис. 9А) базальты океанического фундамента покрываются отложениями верхнего эоцена-олигоцена (скв. 254). Далее к северу, вдоль Восточно-Индийского хребта базальные слои осадочного чехла имеют все более и более древний возраст — средний эоцен (скв. 253), палеоцен (скв. 214), верхний мел (маастрихт) в скв. 216. В Бенгальском заливе скв. 217 базальтового фундамента не вскрыла, но в забое скважины отложения относятся уже к кампанскому ярусу.

Южнее Юго-Восточного Индийского срединного хребта (см. рис. 9Б) на базальтах океанического фундамента залегают осадки среднего миоцена (скв. 265) и далее по направлению к континенту Антарктиды — олигоцена (скв. 266, 267) и верхнего эоцена (скв. 267В).

Таким образом, возраст базальных слоев осадочного чехла (на базальтовой океанической коре) наиболее древний в краевой части океана, в непосредственной близости от материков, окружающих Индийский океан. По направлению к срединным хребтам возраст базальных слоев становится постепенно более молодым (до среднего миоцена). Диапазон этих изменений различен в разных районах Индийского океана, ибо возраст базальных слоев осадочного чехла у северо-западного побережья Австралии верхнеюрский, на юго-востоке Африки — нижнемеловой, у побережья Сомали — верхнемеловой, у побережья Аравийского полуострова — палеоценовый, а у Земли Уилкса (Антарктида) — эоценовый. Несомненно, в этих различиях заложен глубокий геологический смысл.

Единственным исключением из этого правила является скв. 248 в Мозамбикской впадине, у склона Мозамбикского хребта. Базальные слои имеют здесь палеоценовый возраст, что выглядит слишком молодым по сравнению с ниже- и верхнемеловым возрастом в соседних скважинах 249 и 250. Можно лишь сделать предположение, что подстилающие базальты в скв. 248 нужно квалифицировать псевдофундаментом, перекрывающим более древние меловые осадки.

Одновозрастные осадки базальных слоев образуют, очевидно, полосы, грубо параллельные тектонически активным срединным хребтам Индийского океана (см. рис. 8). Границы между этими полосами на карте

показаны, конечно, схематично. Более густая сеть новых скважин в будущем, учет трансформных разломов в чем-то изменят положение границ, сделают их более конкретными. Кроме того, подлинная «геологическая карта базальных слоев осадочного чехла» может оказаться более сложной, нежели приводимая на рис. 8, в связи с предполагаемым наличием в прошлом активных срединных хребтов, прекративших свое существование в более позднее время. Примером подобных гипотетических древних срединных хребтов служит Восточно-Индийский хребет. Не исключено, что он прекратил свое существование в раннем палеоцене (скв. 214, 215). К востоку от хребта прослеживается изменение возраста базальных слоев от верхней юры (скв. 261) до верхнего палеоцена (скв. 213) (Heirtzler, Veevers et al., 1973); полоса к западу не разбурена и можно предполагать наличие каких-то остатков обратной последовательности отложений в западном направлении (от более молодых к более древним). Однако сам принципиальный факт «омоложения» возраста базальных слоев осадочного чехла от периферии Индийского океана к срединным хребтам и расположения полос одновозрастных осадков симметрично этим хребтам представляется нам достаточно очевидным.

Сказанным определяется стратиграфический диапазон разрезов мезо-кайнозойских отложений в различных регионах Индийского океана. В краевых районах океана они наиболее полные (от верхней юры до четвертичных), в зонах срединно-океанических хребтов охватывают лишь олигоцен и неоген.

Поскольку между базальтами океанического фундамента и осадочным чехлом, как правило, наблюдаются нормальные контакты, то возраст базальных слоев фиксирует и время излияния базальтов. Подтверждается ли это данными «снизу»?

Тонкие прослои карбонатных осадков среди базальтов фундамента сильно перекристаллизованы. Использовать их для определения возраста (по планктонным микроорганизмам) оказалось невозможным. Только в скв. 231 (Аденский залив, хр. Шеба) для прослоев нанопланктонных илов среди базальтов установлен тот же среднемиоценовый возраст, что и покрывающих осадков. Правда, граница осадочного чехла и базальтового фундамента соответствует границе двух зон среднего миоцена — базальные слои осадочного чехла относятся к зоне *Discoaster exilis*, а базальты с прослоями илов принадлежат к зоне *Sphenolithus heteromorphus*. Таким образом, разрез здесь непрерывен.

По материалам из нескольких скважин определялся абсолютный возраст базальтов (McDougall, 1974; Rundle, Brook et al., 1974).

В скв. 211 базальные слои имеют возраст, переходный от кампанского к маастрихтскому (70 млн лет); абсолютный возраст подстилающих базальтов 71 ± 2 млн лет. В скв. 214 туфогенно-лигнитовая толща в основании разреза принадлежит к нижней части нижнего палеоцена (59 — 65 млн лет); абсолютный возраст подстилающих базальтов 53,4 млн лет. В скв. 216 базальные слои соответствуют зоне *Nephrolithus frequens* позднего маастрихта (65—67 млн лет); абсолютный возраст подстилающих базальтов 64,1 млн лет.

В скв. 257 разрез начинается пачкой (около 15 м) бедных органическими остатками глин, выше которых залегают отложения зоны *Prediscosphaera cretacea* среднего альба (102—104 млн лет). Базальты здесь вскрыты на глубину 65 м. Определения абсолютного возраста по образцам базальтов, взятым непосредственно ниже контакта с осадочными породами, дали цифры 103 ± 8 и 92 ± 7 млн лет. В 20 м ниже по разрезу возраст увеличивается до 174 ± 10 млн лет, еще через 30 м — уменьшается до 157 ± 5 млн лет, а в забое скважины соответствуют 177 ± 9 и 196 ± 9 млн лет.

В скв. 250 базальты покрываются глинами коньякского яруса (82—88 млн лет); абсолютный возраст базальтов 89 ± 6 млн лет. В скв. 251 на базальтах залегают мелоподобные известняки аквитанского яруса ниж-

него миоцена (19 — 22,5 млн лет); абсолютный возраст подстилающих базальтов 39 ± 2 млн лет. В скв. 253 базальные слои осадочного чехла относятся к зоне *Discoaster tani nodifer* конца среднего эоцена (44—46 млн лет); абсолютный возраст подстилающих базальтов выглядит гораздо более древним (101 ± 3 млн лет). В скв. 254 мелководные отложения в основании осадочного чехла содержат скудную фауну и возраст их определяется в широких пределах верхнего эоцена — нижнего олигоцена (32—43 млн лет); в 10 м ниже контакта абсолютный возраст базальтов 49 ± 5 млн лет, а еще через 15 м становится равным $18 \pm 0,5$ млн лет. В скв. 256 базальты согласно сменяются глинами зоны *Eiffellithus tur-riseiffeli* верхнего альба (100—102 млн лет); абсолютный возраст базальтов примерно в 5 м ниже контакта — 92 ± 4 млн лет.

Как видим, имеются как точные совпадения абсолютного возраста осадочных пород (по стандартной шкале) и базальтов, так и чрезвычайно резкие расхождения. Весьма существенные колебания абсолютного возраста базальтов наблюдаются в пределах одной и той же скважины (например, скв. 254, 257), причем эти колебания не выглядят логичными. Очевидно, шкала абсолютного возраста стратиграфических подразделений и метод определения абсолютного возраста базальтов еще недостаточно совершенны и не могут использоваться при решении рассматриваемой геологической проблемы (характер контакта базальтового фундамента и осадочного чехла). Применение цифр абсолютного возраста базальтов привело бы к далекоидущим, но малообоснованным геологическим выводам. Можно лишь отметить, что все значения абсолютного возраста базальтов не переходят нижний рубеж юры.

Как известно, существует определенное соотношение между возрастом базальных слоев осадочного чехла и полосовыми магнитными аномалиями. Последние получили цифровую индексацию (в Индийском океане: от 1, плейстоцен, до 33, кампанский ярус), за которой скрывается абсолютный (и относительный) возраст осадков. Магнитные аномалии были использованы Питменом, Ларсоном и Херроном для создания карты «Возраст океанических бассейнов», опубликованной ими в 1974 г. Однако по поводу источника магнитных аномалий и его связи (прямой или косвенной) с возрастом базальных слоев осадочного чехла существуют различные мнения, благодаря чему подвергается сомнению и сама эта зависимость. Данная проблема рассматривается едва ли не в каждом томе Проекта глубоководного бурения, посвященном изучению Индийского океана (Sclater, Jarrard et al., 1974; Pimm, 1974; Sclater, Borch et al., 1974; Whitmarsh, 1974a, b; Vincent, 1974; Schlich, 1974; Schlich, Simpson et al., 1974; Luyendyk, Davies, 1974; Luyendyk, 1974).

Не вдаваясь в детали рассматриваемого сложного вопроса, отметим, что все без исключения перечисленные авторы пишут о близкой сходимости результатов определения магнитных аномалий и возраста базальных слоев осадочного чехла. Отмечают они и расхождения, но последние не носят непримиримого, принципиального характера. Например, возраст базальных слоев палеогена в ряде скважин на западе Индийского океана оказывается на 5—7 млн лет моложе, нежели вычисленный по магнитным аномалиям (Vincent, 1974). Эти противоречия могут быть связаны со многими причинами — неточностями в определении магнитных аномалий; ошибками в оценке возраста базальных слоев, когда они бедны органическими остатками; горизонтальными смещениями базальтового фундамента в результате трансформных разломов; наличием перерыва между излившимися лавами и базальтами и осадочными породами; возможным перекрытием осадков покровом базальтов, который будет ошибочно принят за фундамент, и т. д. Как бы подытоживая исследования с корабля «Гломар Челленджер» в Индийском океане, Шлих (Schlich, 1974; Schlich, Simpson et al., 1974) пишет, что шкала инверсий геомагнитного поля для верхнего мела (шкала магнитных аномалий Хайртцле-

ра) соответствует биостратиграфической шкале, оставаясь валидной для верхнего мела. Для палеогена она примерно на 7% древнее хроностратиграфической шкалы и требует соответствующего усовершенствования.

Таким образом, эмпирический метод определения возраста базальных слоев чехла осадочных пород с помощью шкалы магнитных аномалий остается при региональных геологических исследованиях в Индийском океане важным рабочим методом, хотя и требует критического подхода.

Изменение фациального облика отложений в разрезе чехла осадочных пород

Не менее замечательная особенность чехла осадочных пород в Индийском океане заключается в региональном изменении фациального облика осадков вверх по разрезу от более мелководных к более глубоководным. Эта общая тенденция проявляется именно в региональном плане, когда мы исключаем отдельные местные отклонения. Замещение мелководных фаций вверх по разрезу более глубоководными прослеживается как на поднятиях, так и в пределах абиссальных равнин.

Во впадинах и на абиссальных равнинах (глубины от 3500 до 6300 м) карбонатные осадки замещаются слабокарбонатными или некарбонатными отложениями.

Первые из них, слагающие нижнюю часть разреза, представлены относительно глубоководными разностями — главным образом нанопланктонным илом и мелом, глинистым нанопланктонным илом и мелом, глинами с бедным нанопланктоном, алевроитовыми известковыми глинами, глинистыми нано-диатомовыми илами. Из органических остатков наиболее характерен нанопланктон, в той или иной степени обедненный за счет избирательного растворения. Среди планктонных фораминифер сохраняются наиболее резистентные формы, тогда как основная масса планктонных фораминифер уничтожена избирательным растворением. Комплекс бентосных известковых фораминифер состоит из глубоководных лагенид, булиминид, хилостомеллид, некоторых тонкостенных милиолид, дискорбид, аномалинид.

Эти отложения вверх по разрезу сменяются глинистым нанопланктонным илом, слабоизвестковистыми глинами с редким нанопланктоном, радиоляриево-диатомовыми илами, глинистыми радиоляриево-диатомовыми илами, бурыми и цеолитовыми глинами. Образование перечисленных осадков происходило около уровня карбонатной компенсации или ниже его. Поэтому комплексы планктонных микроорганизмов с известковым скелетом очень бедны. Развиты лишь редкие резистентные виды нанопланктона, либо известковый планктон вообще отсутствует. Широко представлен планктон с кремневым скелетом (радиолярии, диатомовые, силикофлягеллаты). Бентосные фораминиферы практически состоят исключительно из агглютинированных форм. Очень часто глинистые осадки лишены органических остатков.

Если допустить неизменное положение уровня карбонатной компенсации, то разница между глубинами накопления нанопланктонных илов и мела (3000—4000 м), слагающих основание разреза, и глубинами накопления кремнистых илов и бурых глин (4500—6300 м), образующих верхнюю часть разреза, будет составлять 1500—2500 м.

Разрезы описанного типа установлены на абиссальных равнинах Перта (скв. 259), Гаскойн (скв. 260), Арго (скв. 261), во впадине Уортона (скв. 256, 257, 211, 213), в Центрально-Индийской впадине (скв. 215), на Аравийской абиссальной равнине (скв. 220, 221), в Сомалийской впадине (скв. 235, 236), Бенгальском заливе (скв. 217), Маскаренской впадине (скв. 239), Мадагаскарской впадине (скв. 245), севернее Земли Уилкса (скв. 265, 266, 267, 267В).

На поднятиях Индийского океана (глубины от 1000 до 3000 м) разнообразные мелководные отложения замещаются по разрезу пелагическими карбонатными илами.

Мелководные осадки основания разрезов представлены калькарени-тами, песками и алевроитами с раковинным детритовым материалом, детритовыми известняками, туффитовыми глинами и туфами с глауконитом, лигнитами, песчанистыми и алевроитовыми известняками, обломочными вулканическими породами, глауконитовыми песками и известняками, лагунными доломитами. Эти осадки характеризуются различными группами мелководных бентосных фораминифер (включая оперкулин, дискоциклин, амфистегин, эльфидиид, роталиид и др.), остракодами, мшанками, кораллами, багряными водорослями; планктонные микроорганизмы занимают подчиненное положение.

К пелагическим карбонатным илам, образующим верхнюю часть разрезов, принадлежат фораминиферовые илы и мел с переменным соотношением нанопланктона и планктонных фораминифер.

Поскольку мелководные осадки в основании разрезов следует считать шельфовыми, прибрежными и иногда субаэральными, то величина изменения глубин определяется, по сути дела, современными глубинами океана в районе поднятий, т. е. составляет 1000—2500 м.

Разрезы рассматриваемого типа установлены в пределах Восточно-Индийского хребта (скв. 214, 216, 253, 254), Мозамбикского хребта (скв. 249), Мадагаскарского хребта (скв. 246—247), Центрально-Индийского хребта (скв. 238), плато Натуралистов (скв. 258), Маскаренского (скв. 237) и Чагос-Лаккадивского плато (скв. 219).

Интересно подчеркнуть, что порядок предполагаемых изменений глубины во впадинах и на поднятиях Индийского океана принципиально одинаков (1,5—2,5 км), и как бы указывает на единство процесса опускания океанического ложа. В то же время в Индийском океане нет таких разрезов, которые начинались бы шельфовыми осадками, а заканчивались радиоляриевыми илами или бурыми цеолитовыми глинами, т. е. нельзя допустить изменения глубин на четыре-пять и более тысяч метров.

Изменение глубин Индийского океана в направлении их увеличения на протяжении мезозойского и кайнозойского времени отмечается многими исследователями (Borch, Trueman, 1974; Cook, 1974; Pimm, 1974; Sclater, Borch et al., 1974; Whitmarsh, 1974 b; Vincent, Gibson et al., 1974; Luyendyk, Davies, 1974). При этом авторы учитывают литологические особенности осадков, характер фауны и флоры и изменение экологических признаков органического мира с ходом геологического времени.

Замещение мелководных осадков глубоководными в разрезах мезокайнозойских отложений Индийского океана можно попытаться объяснить двумя причинами, которые и находят отражение в геологической литературе. Прежде всего, изменением положения уровня карбонатной компенсации. Согласно этой гипотезе данный уровень в прошлом занимал более низкое положение, повысившись в ходе геологического времени на 1,5—2,0 км. В результате на абиссальных равнинах и в глубоководных впадинах кремнистые илы, бурые и цеолитовые глины неогена подстилаются карбонатными илами палеогена или мела, сами же глубины оставались неизменными. Это предположение теоретически допустимо для объяснения соотношения карбонатных и некарбонатных осадков в глубоководных впадинах, но совершенно неприемлемо для хребтов и поднятий Индийского океана. Ни при каких обстоятельствах нельзя представить себе возникновение пляжных фораминиферовых песков, субаэральных лигнитов, песчаных, алевроитовых и карбонатных осадков с глауконитом, кораллами, мшанками, моллюсками и багряными водорослями на глубинах 1500—3000 м (т. е. современных глубинах в районе этих хребтов и поднятий). Подобное допущение было бы противно всем существующим представлениям об условиях образований осадков, фотосинтеза

и образе жизни различных групп органического мира. Мы вынуждены признать справедливым другое предположение — действительное изменение (увеличение) глубин в пределах акватории хребтов и поднятий. Если же принять во внимание сопоставимые интервалы возможного изменения глубин на поднятиях и во впадинах (1500—2500 м), то высказанное предположение можно распространить и на области глубоководных впадин.

Очевидно, процесс погружения океанического базальтового ложа является общим для всего Индийского океана, а гипотетические изменения уровня карбонатной компенсации (но в относительно небольших пределах) делают расшифровку этого процесса погружения еще более сложной.

Первопричина рассматриваемых изменений фациального облика отложений по разрезу остается неизвестной. В случае активных окраин океанов (т. е. при наличии глубоководных желобов) и при допущении расширения океанического ложа (спрединга) плиты океанической коры перемещаются из области умеренных глубин срединно-океанических хребтов в краевые части океанов, характеризующихся абиссальными глубинами. В ходе подобного перемещения к глубоководным желобам, где происходит поддвиг океанической коры под континентальную, глубина океана над данной плитой увеличивается, относительно мелководные осадки замещаются более глубоководными, но глубины океана в целом остаются неизменными (Heezen, MacGregor, Krashenninnikov et al., 1973). Однако в случае Индийского океана такое объяснение применимо лишь для его северо-восточной части, если допустить перемещение (начиная с эоценового времени) плиты к северу от Юго-Восточного Индийского хребта в направлении глубоководных желобов вдоль островов Индонезии.

У берегов же Антарктиды, Африки, Аравийского полуострова, Индии, Австралии глубоководные желоба отсутствуют (пассивные окраины океана), и приходится искать иное объяснение увеличению глубины океана. В геологической литературе его обычно связывают с уменьшением объема литосферной плиты за счет остывания базальтового фундамента. Гипотетичность этой первопричины достаточно очевидна, и ее следует оценивать как одну из возможных.

Процесс общего увеличения глубины Индийского океана не нужно смешивать с локальными опусканиями и поднятиями отдельных структур, хотя эти структуры также достаточно велики по своим размерам. Здесь можно привести примеры как отрицательных, так и положительных движений океанической коры.

В Тиморской впадине (см. рис. 2, скв. 262) разрез начинается пляжными фораминиферовыми песками, детритовыми известняками, калькаренитами и лагунными доломитами, относящимися по возрасту к средней части плиоцена. Формирование этих отложений происходило в самой верхней части шельфовой зоны, на глубинах нескольких первых десятков метров (иногда в условиях волноприбойной полосы). Раковины бентосных фораминифер покрыты известковой коркой, маскирующей их морфологию. Планктон отсутствует. Выше по разрезу развиты нано-фораминиферовые илы верхнего плиоцена; в базальных их слоях еще много тех же видов бентосных фораминифер, что и в подстилающих осадках, но уже с тонкостенной раковиной. Четвертичные осадки представлены обычными нано-фораминиферовыми и нано-радиоляриевыми глинистыми пелагическими илами. Мощность плиоцен-четвертичных отложений составляет 442 м, современная глубина океана — 2315 м. Таким образом, амплитуда вертикального смещения не менее 2300 м. Это погружение произошло очень быстро, в основном — в верхнеплиоценовое время, поскольку по четвертичным осадкам, микрофауне и микрофлоре вертикальные перемещения практически уже не фиксируются.

Разрез кайнозоя хр. Оуэн (см. рис. 4, скв. 223) начинается слабоизвестковистыми бурыми и цеолитовыми глинами и радиоляриевыми гли-

нами палеоцена — среднего эоцена с глубоководными бентосными фораминиферами и редкими планктонными фораминиферами. Основная масса последних была уничтожена избирательным растворением, поскольку накопление осадков происходило лишь немногим выше уровня карбонатной компенсации. Осадки верхнего эоцена — плейстоцена представлены мелом и карбонатными илами, в которых постепенно возрастает примесь алевроитового материала, улучшается сохранность планктонных фораминифер, появляются более мелководные виды бентосных фораминифер. Все эти данные свидетельствуют о поднятии хр. Оуэн в послесреднеэоценовое время. Поскольку уровень карбонатной компенсации в тропической области занимает низкое положение (ниже 4000 м), а современная глубина океана равна 3633 м, то амплитуда вертикального перемещения (поднятия) составляет не менее 500 м.

Еще более сложную геологическую историю претерпел хр. Броукен-ридж (см. рис. 3, скв. 255). Нижняя часть разреза сложена биомикритовыми известняками верхнего мела (сантон) с обломками пелеципод, призмами иноцерамов, криноидеями, сравнительно мелководными бентосными фораминиферами и обедненным комплексом планктонных фораминифер. Образование известняков происходило на глубинах нескольких сотен метров. В период между сантоном и средним эоценом рассматриваемый участок океанического дна был поднят до уровня моря, а известняки дислоцированы с наклоном слоев до 15—30° (очевидно, по разлому). С угловым несогласием сантон перекрыт литоральными гравелитами (гальки инкрустированы мшанками) и мелом среднего эоцена. Выше с размывом располагаются пелагические нано-фораминиферовые илы миоцена-плейстоцена, что свидетельствует о погружении до современной глубины (т. е. до 1144 м).

Прямо противоположное изменение фаций по разрезу наблюдается в скв. 241 (см. рис. 5), пробуренной на континентальной коре у побережья Африки. К верхнему мелу и палеогену относятся глины, немые или с очень бедными ассоциациями известковых микроорганизмов, уцелевших от избирательного растворения. Эти осадки отлагались ниже или около уровня карбонатной компенсации. Неоген и плейстоцен представлены нанопланктонными глинами, обычными для больших глубин океана экваториальной области (глубина океана в районе скважины — 4054 м), но формировавшимися отчетливо выше уровня карбонатной компенсации. Таким образом, здесь фации меняются от глубоководных к более мелководным, континент как бы «всплывает». Возможно, с «всплыванием» континента связано и возникновение глубоководного каньона р. Замбези и его левого притока (скв. 243-244). Однако по материалам одной скважины подобное заключение выглядит не более, как рабочая гипотеза.

Палеобатиметрические исследования требуют всесторонней оценки литологических признаков осадков, их палеонтологического содержания, учета изменений в продуктивности планктона, в поступлении терригенного компонента и переотложении океанических органогенных осадков. Нам хотелось бы особенно подчеркнуть необходимость тщательного палеонтологического анализа. В некоторых разрезах абиссальные отложения кайнозоя, формировавшиеся на глубинах от 4500 до 6300 м, включают прослой с высоким содержанием известкового планктона. В скв. 212 (глубина океана 6243 м) бурые и цеолитовые глины вообще чередуются с известковыми илами и мелом. Мы должны были бы допускать необычайно резкие колебания уровня карбонатной компенсации или не менее резкие тектонические вертикальные движения (разного знака). Однако изучение микрофауны и микрофлоры из карбонатных прослоев обнаруживает их гетерогенность, что свидетельствует о переотложении этих микроорганизмов из более древних осадков различного возраста. Количество синхронного известкового планктона, попавшего в осадок из толщи воды, совершенно ничтожно (он был растворен в процессе опуска-

ния скелетов микроорганизмов из поверхностной зоны океана в более глубокие слои водной массы). Влияние турбидных потоков на формирование осадков, роль турбидитов в кайнозое Индийского океана просто несоизмеримы с тем, что нами наблюдалось в морском кайнозое Крымско-Кавказской области и Средиземноморья. Без учета палеонтологического содержания известковых турбидитов можно допустить серьезные ошибки в оценке глубины образования осадков.

Общее изменение глубин Индийского океана в сторону их увеличения, возникновение локальных впадин и поднятий, предполагаемое поднятие континентального склона на северо-востоке Африки не могли не оказать влияния на уровень водной массы Индийского океана (и Мирового океана), обусловив определенный ход трансгрессий и регрессий на континентах, обрамляющих Индийский океан. В литературе часто рассматриваются вопросы, связанные с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. В данном случае образованию ледяной шапки Антарктиды должно было бы соответствовать понижение уровня океана и регрессия на континентах, а периоды частичного таяния ледников — повышению уровня и трансгрессии. Но при такой трактовке совершенно утрачивается тектонический фактор (вертикальное движение океанической и континентальной коры). Очевидно, уровень Индийского (и Мирового) океана зависел от всех перечисленных факторов, причем гляциологическому фактору, как нам кажется, следует отводить второстепенное значение.

Перерывы в осадконакоплении

Процесс накопления осадков в Индийском океане на коре океанического типа не прерывался (за единичными исключениями) периодами острого или континентального режима со свойственными им прослоями континентальных пород и эрозийными размывами, связанными с регрессией моря. Действительно, многие разрезы (или их крупные интервалы) демонстрируют непрерывность осадконакопления на протяжении нескольких десятков миллионов лет. Это обстоятельство чрезвычайно важно для биостратиграфии и позволяет проследить естественное (эволюционное) изменение различных групп микроорганизмов и исключить влияние местных факторов (в литологически однообразных толщах осадков).

Тем большей неожиданностью было установление довольно многочисленных перерывов в мезокайнозойском осадочном чехле Индийского океана и тем больший интерес они представляют. Чаще всего перерывы соответствуют узкому стратиграфическому интервалу (одна-две зоны). Но в более редких случаях продолжительность перерывов весьма велика. Иногда она равноценна ярусам и подотделам — нижний эоцен в скв. 217, средний эоцен в скв. 236, маастрихт в скв. 239; иногда охватывает еще более крупные стратиграфические единицы — группы ярусов, отделы и даже системы: интервал от среднего эоцена до среднего миоцена в скв. 215, средний эоцен — олигоцен в скв. 248, сеноман — сантон и палеоген — нижний миоцен в скв. 249, палеоген в скв. 250, сеноман — сантон в скв. 257, палеоген в скв. 258, верхний мел — нижний палеоцен в скв. 259, палеоген — средний миоцен в скв. 261, палеоген в скв. 263, олигоцен в скв. 267В.

Причины перерывов многообразны: местные — оползание слабоконсолидированных осадков на склонах подводных возвышенностей или смыв турбидными потоками, и более общего значения — размыв осадков устойчивыми донными течениями, возникновение или исчезновение которых свидетельствует о крупных палеогеографических изменениях.

Эти причины весьма широко обсуждаются в геологической литературе (Pimm, 1974; Leclaire, 1974; Vincent, 1974, и др.), причем высказываются идеи в глобальных изменениях системы течений в связи с дрейфом конти-

нентов и изменениях уровня карбонатной компенсации, что приводит к так называемым фациям растворения и перерывам.

Рассматриваемая проблема действительно является интригующей, но нам кажется, что не пришло еще время для ее решения. Во-первых, избирательный отбор керн при бурении не позволяет реалистически оценить все перерывы. Во-вторых, из-за редкой сети скважин в Индийском океане (т. е. отсутствия региональных геологических исследований) невозможно определить их площадное распространение. В-третьих, слабая микропалеонтологическая характеристика абиссальных осадков, наличие прослоев немых глин делают весьма неопределенными наши выводы о характере стратиграфической последовательности в толщах глубоководных отложений (скв. 211, 212, 213, 245, 260). Поэтому при корреляции разрезов скважин, отстоящих друг от друга на многие сотни и тысячи километров, трудно провести грань между достоверностью и случайностью, когда мы касаемся совпадения или несовпадения стратиграфических перерывов.

Необходимо добавить, что в последующих рейсах «Гломар Челленджера», проходивших в Тихом и Атлантическом океанах, был учтен методический просчет, допускавшийся на ранних этапах исследований по Проекту глубоководного бурения. Теперь в каждом рейсе бурится одна или более опорных скважин с полным отбором керн, и интерпретация стратиграфии осадочного чехла становится все более и более объективной.

Размещение фаций в пространстве

Удивительная особенность строения осадочного чехла в Индийском океане заключается также в фациальном изменении разновозрастных осадков от краев континентов к срединно-океаническим хребтам. Относительно глубоководные отложения в краевых частях океанического бассейна по направлению к срединно-океаническим хребтам замещаются более мелководными осадками (с выклиниванием нижних горизонтов по причине «омоложения» базальных слоев осадочного чехла в этом же направлении). На предыдущих страницах говорилось о замещении вверх по разрезу относительно мелководных осадков более глубоководными. Если же теперь провести корреляцию не стратиграфических единиц, а так называемых литостратиграфических подразделений (формаций), то в направлении от срединно-океанических хребтов к краям Индийского океана будет наблюдаться гигантское скольжение (вниз по разрезу) литологической границы, разделяющей относительно мелководные и глубоководные фации, причем эта граница будет пересекать хроностратиграфические рубежи (см. рис. 9, 10).

Подобное скольжение границы прослеживается и в карбонатных осадках на поднятиях (см. рис. 9А), и в глинисто-карбонатных отложениях глубоководных впадин (см. рис. 9Б, 10А, 10Б).

На поднятии Восточно-Индийского хребта (глубины океана от 1200 до 3100 м) мелководные осадки нижней части разреза представлены калькаренитами, детритовыми и глауконитовыми известняками, вулканогенно-осадочными породами, лигнитами и доломитами. На севере их стратиграфический объем — кампанский и маастрихтский ярусы (скв. 217); при смещении в южном направлении они соответствуют маастрихту (скв. 216), палеоцену (скв. 214), среднему эоцену (скв. 253), верхнему эоцену-олигоцену (скв. 254) (см. рис. 9А). Относительно глубоководные осадки Восточно-Индийского хребта сложены нано-фораминиферовыми илами и мелом. На севере они охватывают палеоцен-плейстоцен (скв. 217), а на юге их стратиграфический объем уменьшается до олигоцена — плейстоцена (скв. 254).

В глубоководных впадинах восточного сектора Индийского океана (глубины 5300 — 5700 м) к относительно мелководным осадкам нижней

части разреза принадлежат нанопланктонные илы, глины с нанопланктоном и известковыми бентосными фораминиферами (см. рис. 10А). На востоке они соответствуют верхней юре — готериву (скв. 261), при смещении к западу — альбу (скв. 260), кампану — маастрихту (скв. 211), палеоцену — нижнему эоцену (скв. 213, 215). Глубоководные отложения характеризуются бурыми, цеолитовыми и слабоизвестковистыми зеленоватыми глинами. На востоке их стратиграфический объем отвечает апту-плейстоцену (скв. 261), на западе — позднему палеогену-плейстоцену (скв. 213, 215).

Аналогичное скольжение границы и замещение фаций устанавливается в глубоководных впадинах юго-западной части Индийского океана (см. рис. 10Б). На западе относительно мелководные карбонатные фации охватывают валанжин-альб (скв. 249), при смещении к востоку — коньякский ярус (скв. 250), датский ярус — верхний эоцен (скв. 245), а на самом Юго-Западном Индийском срединно-океаническом хребте — нижний миоцен-плейстоцен, причем глубоководные глинистые осадки здесь уже отсутствуют (скв. 251).

У побережья Антарктиды относительно мелководные нанопланктонные илы и мел в основании разреза имеют верхнеэоценовый возраст (скв. 267В) (см. рис. 9Б). К северу, по направлению к Юго-Восточному Индийскому срединно-океаническому хребту они становятся олигоценовыми (скв. 267), олигоценовыми (?) — нижнемиоценовыми (скв. 266) и, наконец, средне-верхнемиоценовыми (скв. 265). Стратиграфический объем глубоководных осадков на юге (диатомовые илы и глины) — миоцен-плейстоцен (скв. 267В), на севере — плиоцен-плейстоцен (скв. 265).

Как видно из приведенных примеров, мелководность и глубоководность осадков при подобной корреляции фаций понимается относительно, в сравнении ниже- и вышележащих слоев. Поэтому «относительно глубоководные» нанопланктонные илы, слагающие верхнюю часть разрезов в пределах Восточно-Индийского хребта (см. рис. 9А), во впадинах Индийского океана трактуются как «относительно мелководные» и приурочены к основанию разрезов (см. рис. 9Б, 10А, 10Б).

Рассматриваемое скольжение границ должно учитываться при сейсмопрофилировании. Сейсмостратиграфия играет большую роль при геологических исследованиях в океанах, но она должна контролироваться био-стратиграфией. В противном случае могут сопоставляться однофациальные, но разновозрастные отложения.

Фациальные замещения осадков и скольжение границы между относительно мелководными и глубоководными отложениями четко наблюдались в Тихом океане (Heezen, MacGregor, Krasheninnikov et al., 1973; Hesse, Foreman, Krasheninnikov et al., 1974). Те же самые соотношения типичны и для осадочного чехла Индийского океана. Обычно они объясняются с позиций гипотезы расширения базальтового фундамента океанов (спрединга), когда плита из области умеренных глубин срединно-океанического хребта перемещается в зону больших глубин на окраинах океанического бассейна. Очевидно, к этому объяснению мы должны относиться как к одному из возможных.

Строение чехла осадочных пород и тектонические теории

Все сказанное о строении осадочного чехла Индийского океана приводит к выводу, что история геологического развития этого бассейна за мезозойское и кайнозойское время может быть реставрирована с помощью региональных геологических исследований, когда анализируются осадки, заключенная в них фауна и флора, размещение фаций в пространстве и времени, перерывы, мощности отложений. Такие исследования обычны для нас на континентах.

Но строение осадочного чехла Индийского океана предопределено, очевидно, способом возникновения самой океанической впадины. Таким образом, идя от обратного (строения осадочного чехла), можно высказывать те или иные соображения о тектонической природе океанических впадин.

Вот почему столь важное значение приобретает установление четырех основных особенностей строения чехла осадочных пород в Индийском океане: нормальный контакт осадочного чехла (первый слой) с базальтовым фундаментом (второй слой); распределение разновозрастных осадков в виде полос, грубо параллельных срединно-океаническим хребтам, причем возраст базальных слоев осадочного чехла закономерно меняется от более древнего у континентов к более молодому у срединных хребтов; изменение фациального облика осадков по разрезу от более мелководного к относительно глубоководному (т. е. углубление океанов); замещение относительно мелководных фаций у срединно-океанического хребта на более глубоководные в краевых частях океана, когда граница между этими двумя типами фаций в указанном направлении скользит вниз по разрезу и пересекает хроностратиграфические рубежи.

Как правило, подобное строение осадочного чехла Индийского океана объяснялось с позиций дрейфа континентов и новообразования базальтовой коры (спрединг). Эта гипотеза всегда пользовалась популярностью у геологов, работавших в области Индийского океана. На основании анализа геологических, палеонтологических и геофизических материалов задолго до начала бурения с корабля «Гломар Челленджер» ими были высказаны идеи о расщеплении суперконтинента Гондваны, об обособлении сначала Индии (верхняя юра — нижний мел), затем Африки (нижний мел) и, наконец, Австралии и Антарктиды (эоцен). Некоторые из этих ученых (Склейтер, Виверс, Шлих, Хайртцлер, Симпсон и др.) впоследствии приняли участие в рейсах «Гломар Челленджера». Что же принесли эти рейсы?

Следует признать, что строение осадочного чехла Индийского океана оказалось в принципе таким, каким оно предсказывалось сторонниками дрейфа континентов (по типу спрединга), и в литературе появились гораздо более детальные реконструкции раскола Гондваны и образования Индийского океана (Pimm, 1974; Sclater, Borch et al., 1974; McKenzie, Sclater, 1971; Schlich, Simpson et al., 1974; Luyendyk, Davies, 1974; Luyendyk, 1974; Veevers, Heirtzler, 1974). Полученные геологические, а также палеонтологические материалы (обнаружение умеренных меловых и палеоценовых комплексов планктонных фораминифер в современных субтропических широтах, умеренных палеогеновых комплексов планктонных фораминифер и нанопланктона в современных бореальных и полярных широтах) показали, что они не только не противоречат гипотезе дрейфа континентов, но и подтверждают ее. Из сказанного однако не вытекает полного признания ее валидности. Строение чехла осадочных пород Индийского океана, описываемое в настоящей статье, должно быть проанализировано с позиций различных мобилистических (и фиксистских) тектонических теорий. Не исключено, что особенности строения осадочного чехла Индийского океана получат какую-то иную интерпретацию.

Вряд ли можно сомневаться, что региональная стратиграфия осадочного чехла океанов — составная часть общей теории развития земной коры, базирующейся на данных тектоники, геофизики, петрологии, региональной геологии континентов, наземной флоры и фауны. И в этом смысле стратиграфия осадочного чехла Индийского океана заслуживает самого пристального внимания.

- Bartenstein H. 1974. Upper Jurassic — Lower Cretaceous primitive arenaceous Foraminifera from DSDP Sites 259 and 261, Eastern Indian Ocean. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Bolli H. M. 1974. Jurassic and Cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP Leg 27, Eastern Indian Ocean. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Bolli H. M., Premoli Silva I. 1973. Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. In: *Edgar N. T., Saunders J. B. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 15. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Boltovskoy E. 1974. Neogene planktonic Foraminifera of the Indian ocean (DSDP, Leg 26). In: *Davies T. A., Luyendyk B. P. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Borch von der C. C., Sclater J. G., Gardner S., Hekinian R., Johnson D. A., McGowan B., Pimm A. C., Thompson R. W., Veevers J. J., Waterman L. S. 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Borch von der C. C., Trueman N. A. 1974. Dolomitic basal sediments from northern end of Ninetyeast ridge. In: *Borch von der C. C., Sclater J. G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Bukry D. 1974a. Coccolith stratigraphy, offshore Western Australia, Deep Sea Drilling Project, Leg 27. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Bukry D. 1974b. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Eastern Indian ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 22. In: *Borch von der C. C., Sclater J. G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Bukry D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy near Antarctica, Deep Sea Drilling Project, Leg 28. In: *Hayes D. E., Frakes L. A. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Cook A. C. 1974. Report on the petrography of a Paleocene brown coal sample from the Ninetyeast ridge, Indian ocean. In: *Borch von der C. C., Sclater J. G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Davies T. A., Luyendyk B. P., Rodolfo K. S., Kempe D. R., McKelvey B. C., Leidy R. D., Horvath G. J., Hyndman R. D., Thierstein H. R., Herb R. C., Boltovskoy E., Doyle P. 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Fisher R. L., Bunce E. T., Cernock P. J., Clegg D. C., Cronan D. S., Damiani V. V., Dmitriev L. V., Kinsman D. J., Roth P. H., Thiede J., Vincent E. 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Fleisher R. L. 1974a. Cenozoic planktonic Foraminifera and biostratigraphy, Arabian Sea, Deep Sea Drilling Project, Leg 23A. In: *Whitmarsh R. B., Weser et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 23. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Fleisher R. L. 1974b. Preliminary report on Late Neogene Red Sea Foraminifera, Deep Sea Drilling Project, Leg. 23B. In: *Davies T. A., Luyendyk B. P. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Harris W. K. 1974. Palynology of Paleocene sediments at Site 214, Ninetyeast ridge. In: *Borch von der C. C., Sclater J. G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Hayes D. E., Frakes L. A., Barrett P. J., Burns D. A., Pei-Hsin Chen, Ford A. B., Kaneps A. G., Kemp E. M., McCollum D. W., Piper D. J., Wall R. E., Webb P. N. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 28. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Heezen B. C., Mac Gregor I. D., Foreman H. P., Forristall G., Hekel H., Hesse R., Hoskins R. H., Jones E. J., Krashennnikov V. A., Okada H., Rueff M. H. 1973. Diachronous deposits: a kinematic interpretation of the post-Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate. — *Nature*, 241. (N 5384).
- Heiman M. E., Frerichs W. E., Vincent E. 1974. Paleogene planktonic Foraminifera from the Western tropical Indian Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 24. In: *Fisher R. L., Bunce E. T. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Heirtzler J. R., Veevers J. V., Bolli H. M., Carter A. N., Cook P. J., Krashennnikov V. A., McNight B. K., Proto-Decima F., Renz, G. W., Robinson P. T., Rucker K., Thayer P. A. 1973. Age of the floor of the Eastern Indian Ocean. — *Science*, 180.
- Herb R. 1974. Cretaceous planktonic Foraminifera from the Eastern Indian Ocean. In: *Davies T. A., Luyendyk B. P. et al.* Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Hesse R., Foreman H. P., Forristall G. Z., Heezen B. C., Hekel H., Hoskins R. H.,

- Jones F. J., Kaneps A. G., Krasheninnikov V. A., MacGregor I., Okada H. 1974. Walther's facies rule in pelagic realm—a large-scale example from the Mesozoic—Cenozoic Pacific.—*Z. Deutsch. Geol. Ges.*, B. 125.
- Johnson D. A. 1974. Radiolaria from the Eastern Indian Ocean, DSDP Leg 22. In: Borch von der C. C., Sclater J. G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Kemp E. M. 1974. Preliminary palynology of samples from Site 254, Ninetyeast ridge. In: Davies T. A., Luyendyk B. P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Krasheninnikov V. A. 1973. Cretaceous benthonic foraminifera, Leg 20 of Glomar Challenger. In: Heezen B. C., MacGregor I. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 20. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Krasheninnikov V. A. 1974a. Upper Cretaceous benthonic agglutinated Foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Krasheninnikov V. A. 1974b. Cretaceous and Paleogene planktonic Foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Kuznetsova K. I. 1974. Distribution of benthonic Foraminifera in Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits at Site 261, DSDP Leg 27, in the Eastern Indian Ocean. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Leclaire L. 1974. Late Cretaceous and Cenozoic pelagic deposits — paleoenvironment and paleoceanography of the Central Western Indian ocean. In: Simpson E. S., Schlich R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25, Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Luyendyk B. P. 1974. Gondwanaland dispersal and the early formation of the Indian ocean. In: Davies T. A., Luyendyk B. P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Luyendyk B. P., Davies T. A. 1974. Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the Southern Indian Ocean. In: Davies T. A., Luyendyk B. P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- McDougall I. 1974. Potassium-argon ages on basaltic rocks recovered from DSDP, Leg 22, Indian ocean. In: Borch von der C. C., Sclater J. G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- McGowran B. 1974. Foraminifera. In: Borch von der C. C., Sclater J. G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- McKenzie D. P., Sclater J. G., 1974. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.—*Geoph. J. Roy. Astron. Soc.*, 25.
- Müller C. 1974. Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). In: Simpson E. S., Schlich R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Oertli H. J. 1974. Lower Cretaceous and Jurassic ostracods from DSDP Leg 27 — a preliminary account. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R., et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Pimm A. C. 1974. Sedimentology and history of the Northeastern Indian ocean from Late Cretaceous to Recent. In: Borch von der C. C., Sclater J. G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Proto Decima F. 1974. Leg 27 calcareous nannoplankton. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Rögl F. 1974. The evolution of the *Globorotalia truncatulinoides* and *Globorotalia crassaformis* group in the Pliocene and Pleistocene of the Timor trough, DSDP Leg 27, Site 262. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Rundle C. C., Brook M., Shelling N. J., Reynolds P. H., Barr S. M. 1974. Radiometric age determinations. In: Davies T. A., Luyendyk B. P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Saito T., Funnell B. M. 1971. Pre-Quaternary sediments and microfossils in the oceans. In: «The Sea», vol. 4, pt 1.
- Scheibnerova V. 1974. Aptian-Albian benthonic Foraminifera from DSDP Leg 27, Sites 259, 260 and 263, Eastern Indian Ocean. In: Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Schlich R. 1974. Sea floor spreading history and deep-sea drilling results in the Madagascar and Mascarene basins, Western Indian Ocean. In: Simpson E. S., Schlich R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Schlich R., Simpson E. S., Vallier T. L. 1974. Regional aspects of deep sea drilling in the Western Indian Ocean,

- Leg 25, DSDP.— In: *Simpson E. S., Schlich R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Schmidt R. R., Raju D. S.* 1973. *Globorotalia palmerae* Cushman and Bermudez and closely related species from the Lower Eocene, Cauvery basin, South India.— *Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Proc., Ser. B*, vol. 76, N 2.
- Schrader H. I.* 1974. Cenozoic marine planktonic diatom stratigraphy of the tropical Indian Ocean. In: *Fisher R. L., Bunce E. T. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Slater J. G., Borch von der C. C., Veevers J. J., Hekinian R., Thompson R. W., Pimm A. C., McGowran B., Gartner S., Johnson D.* 1974. Regional synthesis of the Deep Sea Drilling results from Leg 22 in the Eastern Indian Ocean. In: *Borch von der C. C., Slater J. G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Slater J. G., Jarrard R. D., McGowran B., Gartner S.* 1974. Comparison of the magnetic and biostratigraphic time scales since the Late Cretaceous. In: *Borch von der C. C., Slater J. G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Seibold E.* 1972. Sedimentary regimes at continental margins and in abyssal cores in the Indian Ocean.— The 24-th Intern. Geol. Congr., Proc., Section 8.
- Sigal J.* 1974. Comments on Leg 25 Sites in relation to the Cretaceous and Paleogene stratigraphy in the Eastern and Southeastern Africa Coast and Madagascar regional setting. In: *Simpson E. S., Schlich R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Simpson E. S., Schlich R., Gieskes I. M., Girdley W. A., Leclaire L., Marshall B. V., Moore C., Müller C., Sigal J., Vallier T. L., White S. M., Zobel B.* 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 25. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Speden I. G.* 1974. Cretaceous Bivalvia from cores, Leg 27. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Stevens G. R.* 1974. Leg 27. Cephalopoda. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Veevers J. J., Heirtzler J. R.* 1974. Tectonic and paleogeographic synthesis of Leg 27. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Veevers J. J., Heirtzler J. R., Bolli H. M., Carter A. N., Cook P. J., Krasheninnikov V. A., McKnight B. K., Proto Decima F., Renz G. W., Robinson P. T., Rocker K., Thayer P. A.* 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Vincent E.* 1974. Cenozoic planktonic biostratigraphy and paleoceanography of the tropical Western Indian Ocean. In: *Fisher R. L., Bunce E. T. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Vincent E., Frerichs W. E., Heiman M. F.* 1974. Neogene planktonic Foraminifera from the Gulf of Aden and Western tropical Indian Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 24.— In: *Fisher R. L., Bunce E. T. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Vincent E., Gibson J. M., Brun I.* 1974. Paleocene and Early Eocene microfacies, benthonic Foraminifera and paleobathymetry of the Deep Sea Drilling Project Sites 236 and 237, Western Indian Ocean. In: *Fisher R. L., Bunce E. T. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Whitmarsh R. B.* 1974a. Some aspects of plate tectonics in the Arabian Sea. In: *Whitmarsh R. B., Weser O. E. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 23. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Whitmarsh R. B.* 1974b. Summary of general features of Arabian Sea and Red Sea Cenozoic history based on Leg 23 cores. In: *Whitmarsh R. B., Ross D. A. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 23. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Whitmarsh R. B., Ross D. A., Ali S., Boudreaux J. E., Coleman R., Fleisher R. L., Girdler R. W., Manheim F. T., Matter A., Nigrini C., Stoffers P., Supko P. R.* 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 23 (Red Sea). Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ali S., Boudreaux J. E., Fleisher R. L., Jipa D., Kidd R. B., Mallik T. K., Matter A., Nigrini C., Siddiquie H. N., Stoffers P.* 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 23 (Arabian Sea). Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Wiseman J. F., Williams A. J.* 1974. Palynological investigation of samples from Sites 259, 261, 263, Leg 27. Deep Sea Drilling Project. In: *Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).
- Zobel B.* 1974. Quaternary and Neogene Foraminifera: biostratigraphy. In: *Simpson E. S., Schlich R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).

**Importance of oceanic deposits for working
out of Mesozoic and Cenozoic stratigraphic scale
(Indian ocean)**

V. A. Krashennnikov

The paper based on the results of the deep-sea drilling of «Glomar Challenger» consists of three parts.

The first of them is devoted to regional stratigraphy of Mesozoic and Cenozoic deposits of the Indian Ocean. Lithological features of sediments, their stratigraphic subdivision according to various microfauna and microf-lora groups, gaps in sedimentation, thickness of deposits, facies replacements, relationship with the basaltic basement have been analyzed for each of the large regions of this vast area (abyssal plains along the west coast of Australia, the Ninetyeast ridge, Central Indian basin, Arabian Sea and Gulf of Aden, the Red Sea, the western sector of the Ocean between the continent of Africa in the west and the mid-oceanic ridges Sheba, Carlsberg, Central Indian ridge, Southwest Indian ridge in the east, the Antarctic sector south of the Southeast Indian ridge). Regional stratigraphic material enables an unequivocal solution of the problem of the paleontological basis of the stratigraphic scale of the Upper Jurassic, Cretaceous and Cenozoic of the Indian Ocean. Various groups of plankton (foraminifers, radiolarians, nannoplankton, diatoms, silicoflagellates, calcisphaerulids) make up this basis.

The second part deals with zonal stratigraphy of Cretaceous and Cenozoic deposits of the Indian Ocean on the basis of planktonic foraminifers. In Albian, Upper Cretaceous and Cenozoic sediments the same species of planktonic foraminifers are developed here, and the same succession of their assemblages has been recognized, as in synchronous deposits of other regions of the World. Therefore, the same zonal and stage scale was used for subdivision of the Cretaceous and Cenozoic of the Indian Ocean that had been previously worked out for synchronous deposits of the Pacific and Atlantic areas, Mediterranean and the Crimean-Caucasian area. Thus, there is a universal zonal scale of the Late Cretaceous and Cenozoic of the oceanic basins and continents of the tropical, subtropical and moderate belts, where planktonic foraminifers have been developed. The paper gives a brief description of zonal scales on nannoplankton and radiolarians, as well as their relationship with the zonal scale according to planktonic foraminifers. A great importance of diatoms is emphasized for subdivision of the Cenozoic of boreal and polar regions of the Indian Ocean, where no plankton with calcareous skeleton has been found.

The third part analyzes the main structural features of the sedimentary cover of the Indian Ocean: 1) the sedimentary cover is, as a rule, in a normal (not intrusive) contact with the basaltic basement; 2) synchronous sediments of basal layers form bands that are roughly parallel to the mid-oceanic ridges, their age becoming younger from the ocean margins towards the mid-oceanic ridges; 3) the facies habit of the sediments upwards the section of the sedimentary cover changes from shallow-water to more deep-water one; 4) shallow-water deposits near the mid-oceanic ridges towards the continents are replaced by more deep-water sediments, the lithological boundary between relatively deep-water (in the upper part of the sections) and relatively shallow-water (at the base of the sections) sediments in the same direction sliding downwards the section crossing the chronostratigraphic levels. The structure of the sedimentary cover, along with the data on other aspects of geology, should be used for solution of the tectonic problem of origin and development of the oceanic basins.

ТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

Т а б л и ц а I

Во всех случаях увеличение 60

- Фиг. 1—3. *Profusulinella praepresca* Solovjeva, sp. nov.
1 — голотип № 7/13; хр. Нура-тау, верховья сая Даристан; слои C_2^B , каширский горизонт. 2 — экз. 7/276; хр. Нура-тау, левобережье Кельва-сая; возраст тот же. 3 — экз. 7/356¹⁰; хр. Нура-тау, бассейн Нарван-сая; возраст тот же
- Фиг. 4, 5. *Profusulinella nuratavensis* Solovjeva, sp. nov.
4 — голотип № 7/11; хр. Нура-тау, Нарван-сай; слои C_2^B , каширский горизонт. 5 — экз. 7/276—30; хр. Нура-тау, левобережье Кельва-сая; возраст тот же
- Фиг. 6, 7. *Profusulinella bedakensis* Solovjeva, sp. nov.
6 — голотип № 4506/1; хр. Туркестанский, р. Каравшин, выше с. Бедак; зона *Fusulinella subpulchra*, *Profusulinella bedakensis*. 7 — экз. № 4506/2; хр. Нура-тау, массив Кара-тау, южный склон высоты 1058,4; возраст тот же

Т а б л и ц а II

- Фиг. 1—3. *Profusulinella bedakensis* Solovjeva, sp. nov.
1 — экз. 4506/3, $\times 35$; хр. Нура-тау, Саврюк-сай; зона *Fusulinella subpulchra*, *Profusulinella bedakensis*; 2 — экз. 4506/4, 3 — экз. 4506/5; $\times 20$; хр. Нура-тау, Нарван-сай; возраст тот же
- Фиг. 4. *Globorotalia linguaensis* Bolli
Экз. № 4515/1, $\times 100$. а — с брюшной стороны, б — со стороны устья, в — со спинной стороны; средний миоцен; стратотипический разрез сертунайского горизонта к северу от г. Александровска на Сахалине

Т а б л и ц а III

На табл. III—V во всех случаях увеличение 200

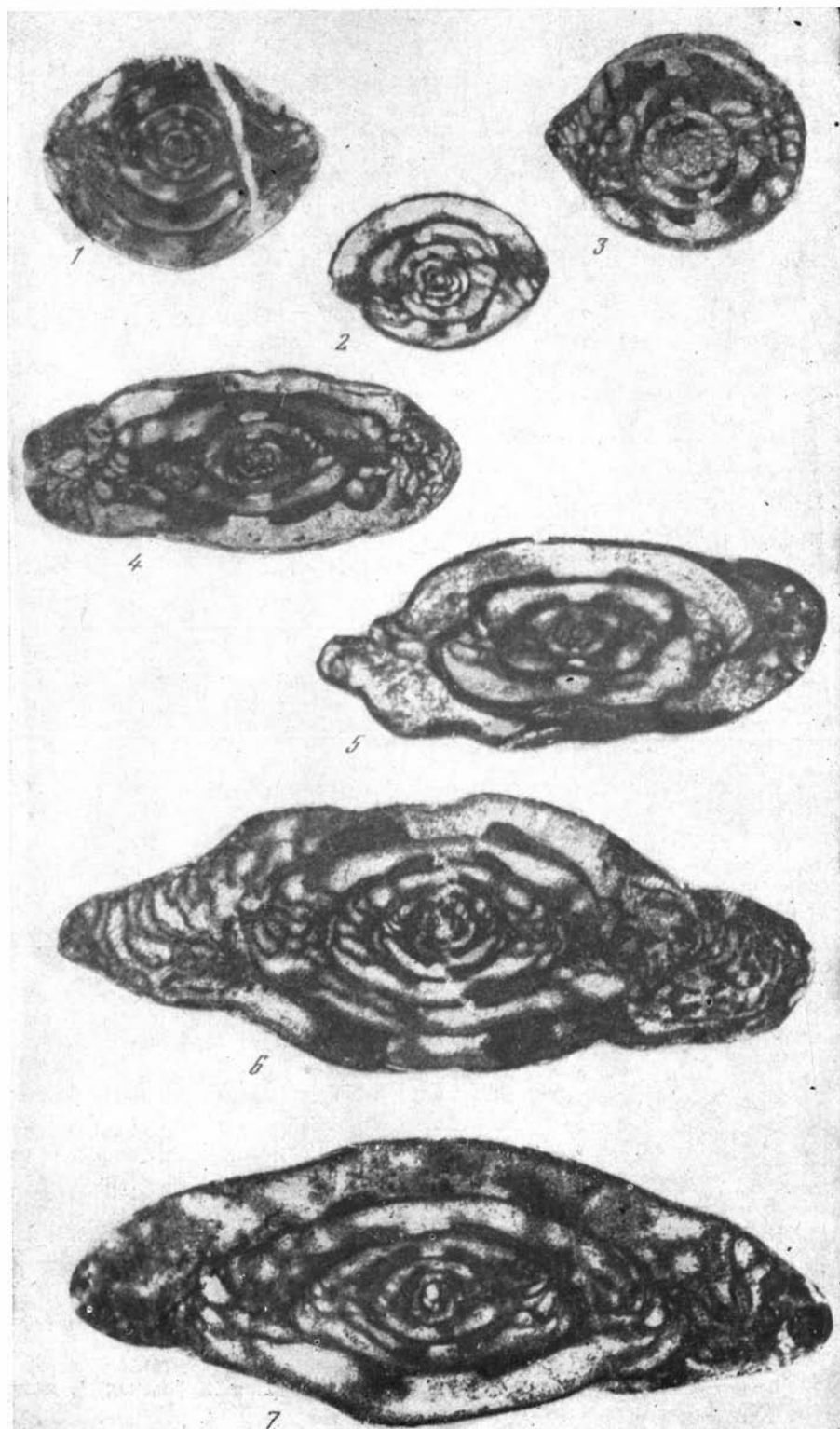
- Фиг. 1. Известняк с *Calcisphaerula innominata* Bonet и *Pithonella ovalis* (Kaufmann); Крым, Тарханкутский п-ов, скв. Черноморская 5—6, интервал 4202—4209 м; турон
- Фиг. 2. Известняк с *Calcisphaerula innominata* Bonet и *Pithonella ovalis* (Kaufmann); Горный Мангышлак, хр. Северный Актау, разрез Таучик; обр. 1285, верхний турон

Т а б л и ц а IV

- Фиг. 1. Известняк с *Calcisphaerula innominata lata* Adams, Khalili et Khosrovi Said; Предкавказье, Ставропольский край, скв. Северная Журавская 1, интервал 3030—3038; кампан
- Фиг. 2. Известняк с *Calcisphaerula innominata lata* Adams, Khalili et Khosrovi Said и *Pithonella multicava* Borza; Красноводский п-ов, хр. Большой Балхан, разрез Огланлы; обр. 374, кампан

Т а б л и ц а V

- Фиг. 1. Известняк с *Pithonella trejo* Bonet; Красноводский п-ов, хр. Большой Балхан, разрез Огланлы, обр. 375; кампан
- Фиг. 2. Известняк с *Calcisphaerula* sp. (а) и *Bonetocardiella* sp. (б)
Предкавказье, Ставропольский край, скв. Северная Журавская 1, интервал 2749—2754 м; маастрихт



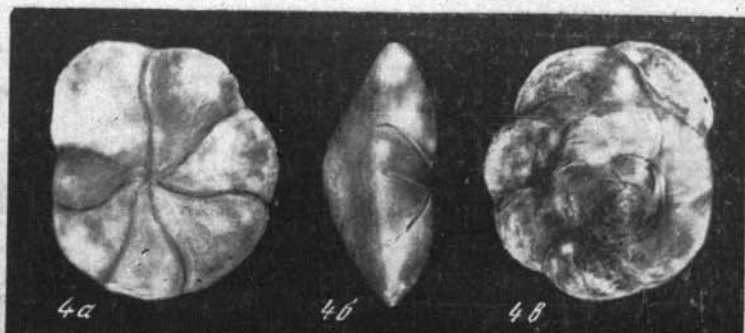
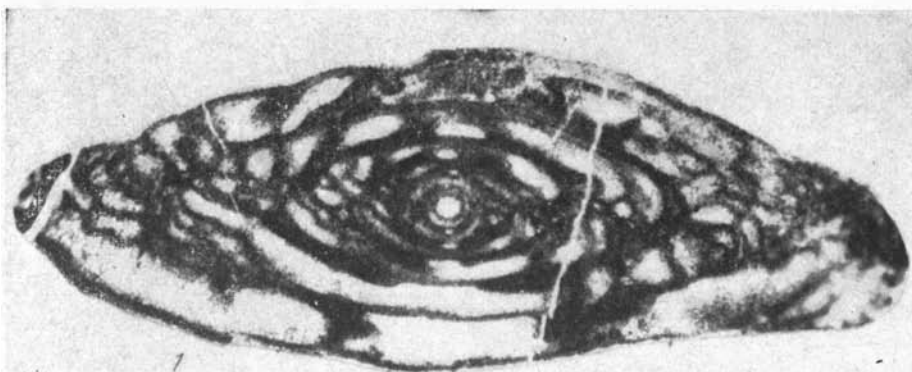


Таблица III

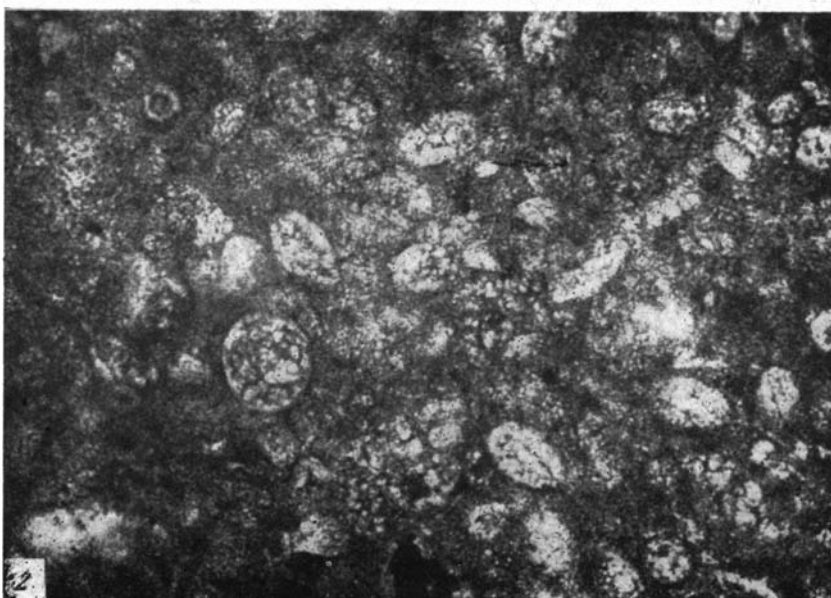
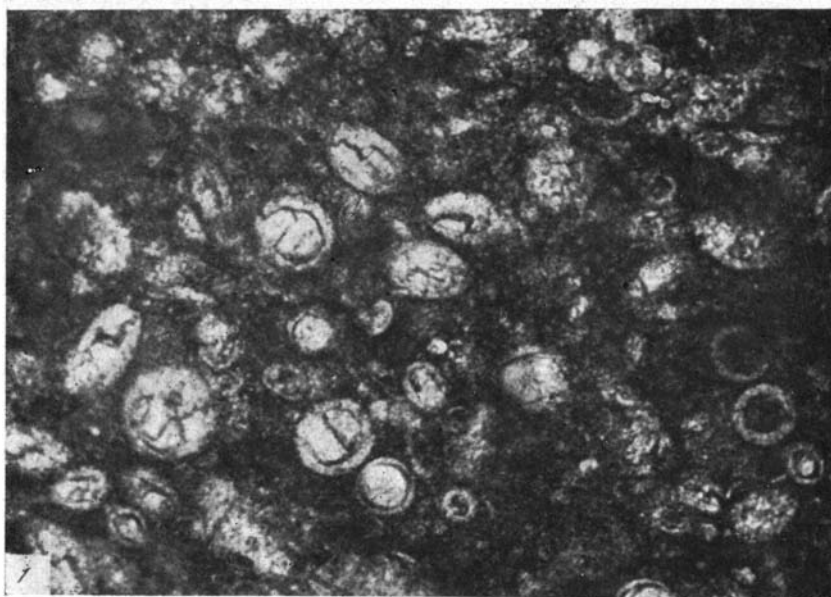
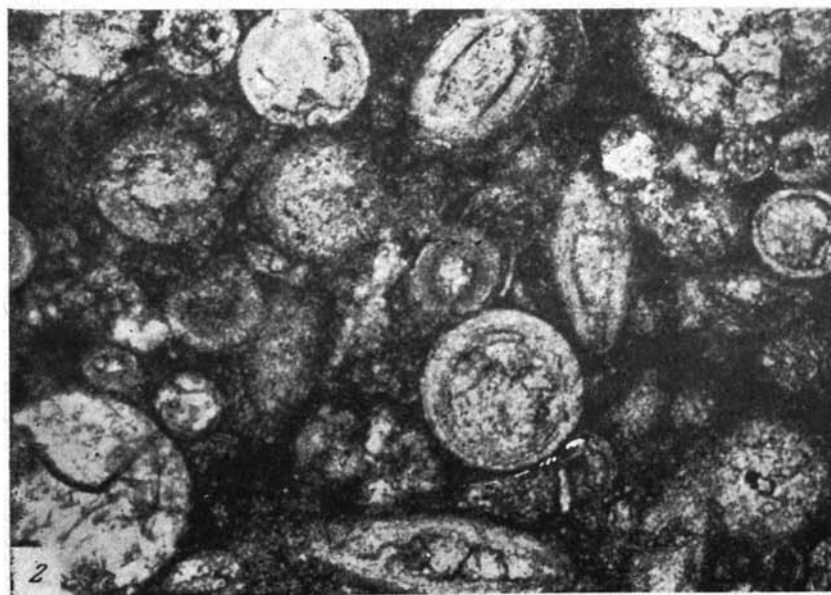
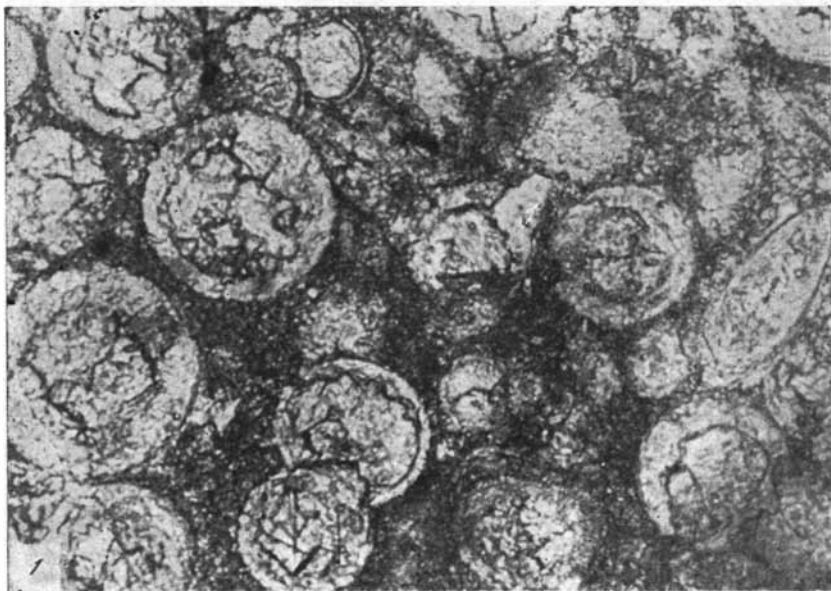
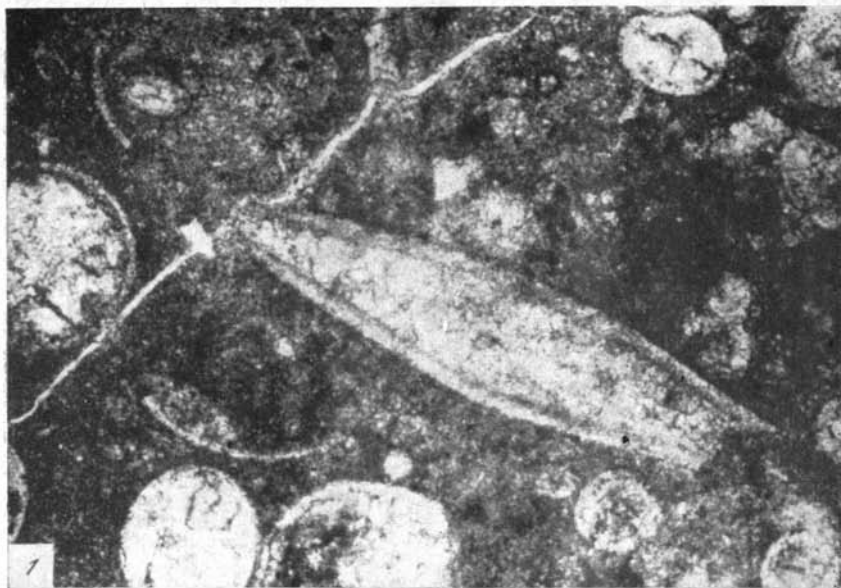


Таблица IV





СОДЕРЖАНИЕ

Аузер-Чернусова Д. М., Рейтлингер Е. А. К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы	3
Липина О. А. О методах анализа фауны пограничных отложений стратиграфических подразделений на примере границы девона и карбона	17
Селовьева М. Н. Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений СССР по фауне фузулинаей	43
Куснетсова К. И. О критериях детальной стратиграфии поздней юры по бентосным фораминиферам	68
Маслакova Н. И. Зональная схема верхнего мела Юга СССР по глоботрунканидам и методы ее разработки	77
Серова М. Я. Стратиграфическое значение вида <i>Globorotalia linguaensis</i> Bolli для миоценовых отложений Сахалина	99
Музглав Н. Г. Значение нанопланктона для зонального расчленения палеогена Юга СССР	104
Долитская И. В. О возможности использования Calcisphaerulidae в стратиграфических целях	115
Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан)	124

CONTENTS

Auzer-Chernousova D. M., Reitlinger E. A. The ecosystem analysis in the solution of biostratigraphic problems of the Carboniferous system	3
Lipina O. A. On methods of analyzing the fauna of boundary deposits of stratigraphic subdivisions on the example of the Devonian — Carboniferous boundary	17
Selovieva M. N. Zonal stratigraphy of Middle Carboniferous deposits in the USSR based on Fusulinacea	43
Kuznetsova K. I. On criteria of detailed stratigraphy of Late Jurassic deposits based on benthonic foraminifers	68
Maslakova N. I. The Upper Cretaceous zonal scheme of the USSR south according to globotruncanids and methods of its working out	77
Serova M. Ya. Stratigraphic significance of the <i>Globorotalia linguaensis</i> Bolli species for Miocene deposits of Sakhalin	99
Muzglav N. G. The role of Nannoplankton in the zonal subdivision of Paleogene of the USSR south	104
Dolitskaya I. V. The possibility of using Calcisphaerulidae for stratigraphic purposes	115
Krasheninnikov V. A. Importance of oceanic deposits in the working out of Mesozoic and Cenozoic stratigraphic scale (Indian ocean)	124

К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы. Д. М. Раузер-Черноусова, Е. А. Рейтлингер. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Изменение экологических особенностей сообществ каменноугольных фораминифер прослеживается в определенной последовательности в пределах стратиграфических подразделений любого ранга. Выявляется сходство сукцессий экосистем в современных морских бассейнах и таковых палеоэкосистем древних акваторий. В смене сукцессий выделяются стадии — ранняя, зрелая и старения. Отмечается в основном совпадение этих стадий с фазами эволюционных этапов развития органического мира (на примере филетической эволюции фораминифер), а именно с фазами формирования, расцвета и становления. Экологическая и филетическая эволюция теснейшим образом связаны, являясь только разными сторонами одного и того же процесса. Повторяемость в смене палеоэкосистем определяется законами саморазвития и общей циклическостью развития Земли. Анализ палеоэкосистем позволяет конкретизировать понятие эволюционного этапа и может служить для обоснования биостратиграфических подразделений и их границ. Библи. 46 назв.

УДК 562/569

О методах анализа фауны пограничных отложений стратиграфических подразделений на примере границы девона и карбона. О. А. Липина. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Переходное время между двумя системами представляет собой самостоятельный ряд развития ряда характерных для него таксонов во всех группах фауны. Эти таксоны проходят в течение переходного времени все стадии развития — от появления до угасания и являются ведущими для него. Кроме того, переходное время представляет собой конечную стадию предшествующего этапа (угасание) и начальные стадии нового этапа (от появления до широкого распространения или даже начала расцвета).

Переходный этап можно разделить на стадии развития всей совокупности фауны в целом, так как рубежи стадий у большинства групп примерно совпадают, хотя нередко и случаи несовпадения рубежей у отдельных ветвей. Эти стадии определяют фаунистические зоны.

Переходное время между девоном и карбоном в широком смысле охватывает весь смен и нижнее турне, в узком смысле — зону *Quasiendothyra kobeltusana*.

Вследствие реальности существования переходных слоев и условности «линейных» границ, в качестве границы девона и карбона можно принять по договоренности один из трех уровней: основание зоны *Woskluheria*, основание зоны *Q. kobeltusana* s. str., основание зоны *Gattendorfia*. Из них наиболее обоснован второй, так как он фиксирует появление и распространение каменноугольных и расцвет «переходных» форм во всех группах организмов, а также наибольшее совпадение рубежей в разных группах.

Библи. 88 назв.

УДК 562/569

Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений СССР по фауне фузулинад. М. Н. Соловьева. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

На территории СССР морские среднекаменноугольные отложения развиты в Европейской и Азиатской частях, на Дальнем Востоке, Северо-Востоке и в Средней Азии, принадлежат к структурному отношению к платформенного, автосинклинального и многоосинклинального типов. Различна и палеоклиматическая приуроченность акваторий среднекаменноугольной эпохи. Многообразие типов фаунистических сообществ, различная степень полноты разрезов, специфика стратотипов некоторых подразделений создают затруднения при корреляции отложений среднего карбона в СССР, что в значительной мере снимается при методике использования зональных шкал. На основании анализа широкого по региональному охвату материала и ревизии зональных шкал ряда регионов, по фузулинадам предложена Единая зональная шкала среднекаменноугольных отложений СССР с выделением пяти зон в башкирском, и четырех зон в московском ярусах.

Выработанная единая шкала дает возможность прямой корреляции отложений среднего карбона различных регионов СССР в пределах тропического палеоклиматического пояса. Библи. 55 назв. Фототабл. 2.

УДК 562/569

О критериях детальной стратиграфии поздней юры по бентосным фораминиферам. К. И. Кузнецова. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

В статье рассматриваются возможности использования бентосных фораминифер для детальной стратиграфии позднеюрских отложений и корреляции этих осадков разных палеогеографических провинций и областей.

Показано, что бентосные фораминиферы могут быть успешно использованы не только для разработки детальных региональных стратиграфических схем, но основанная на этой группе фауны зональная схема может быть увязана с единой стратиграфической шкалой.

Рассматриваются методы приближения и увязки региональных стратиграфических схем с единой шкалой: метод удаленной непосредственной корреляции для акваторий с единым типом осадконакопления и метод сопоставления (прослеживания) зон в промежуточных (переходных) разрезах для бассейнов с принципиально различным характером седиментации. Библи. 24 назв. Илл. 2.

УДК 562/569

Зональная схема верхнего мела Юга СССР по глоботрунканидам и методы ее разработки. Н. И. Маслакова. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Верхнемеловые отложения Крыма, Кавказа и Кавказ представлени разнообразными в фаунальном отношении толщами, сформировавшимися в едином морском бассейне, принадлежащем к Средиземноморской и Среднеевропейской палеогеографическим областям. В целом по глоботрунканидам представляется возможным дать общую схему зонального расчленения верхнемеловых отложений рассматриваемой территории, достаточно надежно увязываемую с подразделениями Международной шкалы.

В основу зонального расчленения были положены особенности эволюционного развития и распространения глоботрунканид. В результате послышного изучения глоботрунканид из многих непрерывных карбонатных разрезов верхнего мела Крыма, Кавказа и Советских Карпат удалось проследить развитие отдельных филогенетических ветвей, представленных рядом последовательных видов, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням.

Проведенное исследование показало последовательную смену одних комплексов видов другими, характеризующими определенные этапы развития этой группы. Сходная последовательность комплексов глоботрунканид отмечалась многими исследователями для верхнемеловых отложений юга Западной Европы, Азии, Северной Африки и Центральной Америки.

В настоящее время в верхнемеловых отложениях рассматриваемой территории могут быть выделены четырнадцать зон, объем каждой из которых устанавливается пределами распространения характерного для нее комплекса глоботрунканид.

Сопоставление существующих зональных стратиграфических схем свидетельствует о том, что на современной стадии изученности глоботрунканид возможна достаточно точная корреляция многих биостратиграфических границ в пределах обширной территории. В настоящее время хорошо сопоставляются границы зон, соответствующие границам между ярусами. Однако точное сопоставление зон, выделенных внутри ярусов, не всегда возможно.

Библ. 65 назв. Илл. 1.

УДК 562/569

Стратиграфическое значение вида *Globorotalia linguaensis* Bolli для миоценовых отложений Сахалина. М. Я. Серова. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Впервые в миоценовых отложениях Северных широт Тихоокеанской провинции были встречены представители тепловодного рода *Globorotalia*. Вид *Globorotalia linguaensis* Bolli был обнаружен в верхней части сартунайской свиты Западного Сахалина в комплексе с многочисленными бентосными фораминиферами и моллюсками. Присутствие в разрезе индекса вида зоны *Globorotalia mayeri* — *G. linguaensis* позволило датировать отложения сартунайской свиты средним миоценом и сопоставить их с отложениями формации Нисикурсава Японии.

Библ. 15 назв. Илл. 2.

УДК 562/569

Значение нанопланктона для зонального расчленения палеогеновых отложений Юга СССР. Н. Г. Музылев. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Изучено стратиграфическое распределение нанопланктона в четырех разрезах датско-олигоценых отложений Центрального (реки Кубань, Хеу и Дарья) и Восточного (р. Сулак) Предкавказья. Выделена стандартная последовательность зон: 1. зона *Cruciplacolithus tenuis* с тремя подзонами (латский ярус — нижний палеоцен); 2. зона *Fasciculithus tumpaniformis* (нижний палеоцен); 3. зона *Heliolithus kleinpellii*; 4. зона *Discoaster gemmeus*; 5. зона *Heliolithus riedeli*; 6. зона *Discoaster multiradiatus* (верхний палеоцен); 7. зона *Marthasterites contortus* (верхний палеоцен — нижний эоцен); 8. зона *Discoaster binodosus* (нижний эоцен — средний эоцен); 9. зона *Marthasterites tribrachiatus*; 10. зона *Discoaster lodoensis*; 11. зона *Discoaster sublodoensis* (средний эоцен); 12. зона *Nannotetrina fulgens* (средний эоцен — верхний эоцен); 13. зона *Reticulofenestra umbilica* с двумя подзонами; 14. зона *Discoaster barbadiensis* с тремя подзонами (верхний эоцен); 15. зона *Ericsonia subdisticha* (нижний олигоцен). Граница эоцена и олигоцена совпадает с границей белоглинского горизонта и майкопской серии.

Библ. 22 назв. Илл. 4.

УДК 56. 016. 3:551. 763

О возможности использования *Calcisphaerulidae* в стратиграфических целях. И. В. Доликая. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Представители проблематичной группы микроскопаемых *Calcisphaerulidae* широко распространены в карбонатных отложениях мела зоны Тетиса. Их изучение производится главным образом в шлифах, поскольку твердые известняки, развитые в геосинклинальных областях, не поддаются дезинтегрированию. Рассмотрено стратиграфическое распределение кальцисферулид в странах Карибского региона, Ирана, Средиземноморья, Кавказа и в некоторых платформенных областях. В пределах Советского Союза эти микроостатки обнаружены в верхнемеловых отложениях Кавказа, в сеномане, туроне и в нижней части сенона Крыма, в карбонатном разрезе верхнего мела Мангышлака. Намечается последовательная смена кальцисферулид во времени, позволяющая расчленять разрезы и коррелировать их на больших расстояниях. Применение методик изучения микроскопаемых в шлифах дает возможность выявить в твердых породах мезозоя группу, которая может быть использована в качестве дополнительного критерия при проведении стратиграфических границ.

Библ. 32 назв. Фотогабл. 3.

УДК 562/569

Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). В. А. Крашенинников. В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.

Работа состоит из трех частей и основывается на результатах бурения с корабля «Гломер Челленджер». Первая из них посвящена региональной стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Индийского океана. Для каждого из крупных регионов этой обширной области рассматриваются литологические особенности осадков, их стратиграфическое расчленение по различным группам микрофауны и микрофлоры, перерывы в осадконакоплении, мощности отложений, фациальные замещения, соотношение с базальтовым фундаментом. Палеонтологической основой стратиграфической шкалы верхней юры, мела и кайнозоя Индийского океана являются различные группы планктона (фораминиферы, радиолярии, нанопланктон, диатомовые, силикофлагеллаты, динофлагеллаты, кальцисферулиды).

Вторая часть касается зональной стратиграфии меловых и кайнозойских отложений Индийского океана по планктонным фораминиферам. Для расчленения мела и кайнозоя Ин-

дийско-океанского океана использована зональная и ярусная шкала, ранее разработанная для синхроничных отложений других районов мира. Таким образом, существует единая зональная шкала позднего мела и кайнозойских океанических бассейнов и континентов тропического, субтропического и умеренного поясов. Кратко рассматриваются зональные шкалы по нанопланктону и радиоляриям, подчеркивается огромное значение диатомовых для расчленения кайнозойских бореальных и полярных районов Индийского океана.

В третьем разделе анализируются основные черты строения осадочного чехла Индийского океана: 1) как правило, осадочный чехол находится в нормальном (не интрузивном) контакте с базальтовым фундаментом; 2) одновозрастные осадки базальных слоев образуют полосы, грубопараллельные срединно-океаническим хребтам, возраст их становится более молодым в направлении от окраин океанов к срединно-океаническим хребтам; 3) фациальный облик осадков вверх по разрезу чехла осадочных пород изменяется от мелководного к более глубоководному; 4) мелководные отложения у срединно-океанических хребтов по направлению к континентам замещаются более глубоководными осадками, литологическая граница между относительно глубоководными (в верхней части разрезов) и относительно мелководными (в основании разрезов) осадками в этом же направлении скользит вниз по разрезу, пересекая хроностратиграфические уровни. Строение осадочного чехла, наряду с данными других разделов геологии, должно быть использовано для решения тектонической проблемы происхождения и развития океанических впадин.

Библ. 63 назв. Илл. 10.

Вопросы микропалеонтологии, вып. 19

Микропалеонтологические методы разработки дробных биостратиграфических шкал

Утверждено к печати

*Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор Т. П. Бондарева. Редактор издательства А. В. Гамаюнова
Технический редактор О. Г. Ульянова
и О. М. Гуськова

Сдано в набор 9/IV—1976 г. Подписано к печати 17/XII—1976 г. Тип. зак. 105. Формат 79×108¹/₁₆.
Бумага № 1. Усл.-печ. л. 21,75 Уч.-изд. л. 22,8. Тираж 900 экз. Т-21328.
Цена 2 р. 28 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25

Цена 2 р. 28 коп.

и син-
ьяная
суб-
лан-
ий-