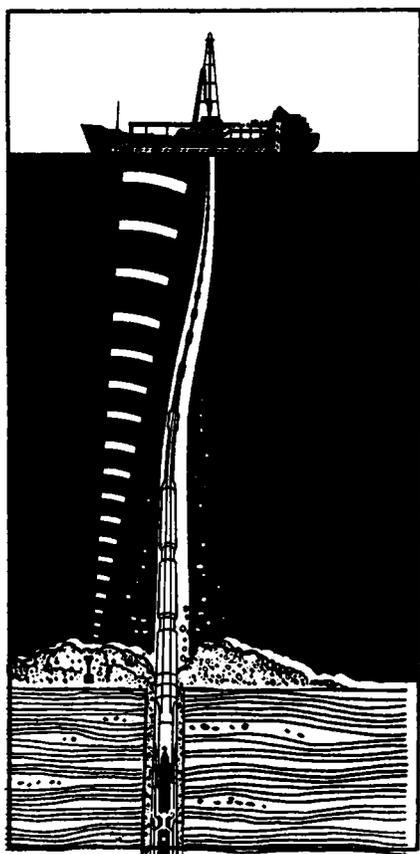


В.А.КРАШЕНИННИКОВ

---

# Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.А. КРАШЕНИННИКОВ

Стратиграфия  
палеогена  
северо-западной  
части  
Тихого океана

*Труды, вып. 369*



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

1982

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute  
V.A. Krashennikov  
PALEOGENE STRATIGRAPHY OF THE NORTH-  
WESTERN PART OF THE PACIFIC OCEAN

*Transactions, vol. 369*

---

Крашениников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. Труды/ГИН; Вып. 369. М.: Наука, 1982. 144 с.

Книга посвящена стратиграфии палеогеновых отложений северо-западной части Тихого океана по планктонным микроорганизмам (фораминиферы, радиолярии, наннопланктон), а также геологической истории палеогена этого региона. Рассматриваются общие проблемы стратиграфической шкалы палеогена. Приводится описание палеоценовых планктонных фораминифер.

Табл. 4, ил. 15 + 24 табл. микрофото, библиогр. 128–135 (289 назв.)

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

*Т.П. Бондарева*

Editorial board:

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

Responsible editor

*T.P. Bondareva*

## ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая читателям работа посвящена региональной стратиграфии палеогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (от экваториальной полосы на юге до Алеутских островов на севере и от 165° з.д. на востоке до континентального обрамления на западе), а также фауне планктонных фораминифер.

На первом этапе исследований, когда донные осадки извлекались с помощью глубоководных трубок или драгирования, сведения о характере палеогеновых отложений акватории Тихого океана и свойственной им микрофауне носили отрывочный характер [Hamilton, 1953; Saito, Funnel, 1971]. Палеогеновые отложения вскрывались главным образом на склонах подводных гор и возвышенностей. Так, с гайотов восточной части Центрально-Тихоокеанских гор были получены образцы нанно-фораминиферовых илов с планктонными фораминиферами палеоцена, нижнего и среднего эоцена. Конечно, эти данные не могли воссоздать картину региональной стратиграфии и осветить принципиальные особенности стратиграфической шкалы палеогена. Последнее не восполнялось и материалами наземных разрезов палеогеновых отложений на континенте и островах.

Современная стратиграфическая шкала палеогена основывается на зональных шкалах по различным группам планктонных микроорганизмов (и прежде всего планктонных фораминифер). Но в Японии палеоген сложен геосинклинальными терригенными и вулканогенными породами с очень бедными комплексами планктонных микроорганизмов. На территории СССР (о-в Сахалин, п-ов Камчатка) в палеогене также развиты мощные геосинклинальные терригенные фации, причем бедность планктонными фораминиферами уже может быть связана с положением в высоких широтах (50–60° с.ш.). Палеоген архипелага Бонин, Марианских островов и Филиппин характеризуется мелководными осадками, лишь отдельные прослои в среднем и верхнем эоцене и олигоцене обогащены планктонными фораминиферами. Разрезы отличаются сокращенными мощностями с рядом внутренних перерывов.

Положение резко изменилось с началом глубоководного бурения с корабля "Гломар Челленджер". Уже в 1969 г. в рейсе 6 были вскрыты прекрасные разрезы палеогена на поднятии Шатского (палеоцен – средний эоцен), гайоте Хорайзон (средний – верхний эоцен и олигоцен) и Каролинском поднятии (олигоцен) [Крашенинников, 1971; Krashennnikov, 1971; Vukry et al., 1971]. В рейсе 7, проходившем в экваториальной зоне, установлены отложения олигоцена (хр. Эзурипик, Восточно-Каролинская впадина), среднего эоцена – олигоцена (плато Онтонг-Джава, Центрально-Тихоокеанская впадина) [Winterer, Riedel et al., 1971]. В рейсе 17 на гайоте Хорайзон встречены отложения среднего эоцена и олигоцена, на поднятии Магеллана осадки палеоцена, среднего и верхнего эоцена и олигоцена и на абиссальной равнине западнее о-вов Лайн отложения нижнего, среднего и верхнего эоцена и олигоцена [Douglas, 1973]. В рейсе 19 у северо-западного окончания Императорских гор пройдены отложения эоцена и олигоцена [Echols, 1973].

В рейсе 20 у восточного края Марианской абиссальной равнины пробурены отложения палеоцена, а на соседнем гайоте Ита-Маи-Таи – фораминиферовые илы нижнего и среднего эоцена [Krashennnikov, Hoskins, 1973]. В рейсе 30 вскрыты мощные карбонатные разрезы палеогена плато Онтонг-Джава [Andrews, Packham et al., 1975]. Рейс 31 ознакомил нас с палеогеном краевого Филиппинского моря [Ujiie, 1975]. В рейсе 32 изучены отложения палеоцена, эоцена и олигоцена на поднятии Шатского, нижнего и среднего эоцена и олигоцена на поднятии Хесса и в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор [Luterbacher, 1975; Toumarkine, 1975; Fleisher, 1975]. В рейсе 55 маломощные палеогеновые отложения были обнаружены на поверхности некоторых гайотов в южной части Императорских гор [Butt, Hagn et al., 1980]. Рейсы 58 – 60 принесли новые дополнительные сведения о палеогене Филиппинского

моря [Echols, 1980; Heiman, 1980; Krashennnikov, 1981a]. Прекрасный разрез палеогена вскрыт в рейсе 61 во впадине Науру [Premoli Silva, Violanti, 1981; Premoli Silva, Brusa, 1981]. Исследования "Гломар Челленджера" в северо-западном секторе Тихого океана завершились рейсом 62, когда были пройдены осадки нижнего и среднего эоцена и олигоцена в западной части Центрально-Тихоокеанских гор, палеоцена и среднего эоцена на поднятии Хесса [Krashennnikov, 1981b].

В целом палеоген этой части Тихого океана вскрыт 63 скважинами. И хотя их число относительно невелико применительно к акватории рассматриваемой области Тихого океана, они принесли колоссальную и принципиально новую информацию о региональной стратиграфии палеогена. Эта информация особенно интересна для геологов нашей страны, ибо позволит в едином плане рассматривать геологическую историю палеогенового времени Тихого океана и смежной территории Камчатки и Сахалина.

Все без исключения разрезы палеогеновых отложений на северо-западе Тихого океана отличаются стратиграфической неполнотой, будучи отмечены тем или иным количеством перерывов. Правда, отдельные их подразделения с непрерывной последовательностью осадков соответствуют крупным интервалам геологического времени (палеоцен — нижний эоцен на поднятии Шатского, средний эоцен — олигоцен на поднятиях Магеллана и Онтонг-Джава и т.д.). Но сочетание разрезов позволяет проследить нормальную последовательность осадков от низов датского яруса до кровли олигоцена. Эти пелагические отложения с обильным планктоном являются великолепной основой для зональных шкал по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиолариям. Последние, в свою очередь, дают возможность оценить объемы более крупных стратиграфических подразделений — ярусов, подотделов, отделов. Надо полагать, сравнительный анализ континентальных и океанических разрезов палеогена позволит лучше понять особенности стратиграфической шкалы палеогена дальневосточных районов СССР.

В работе использованы материалы указанных выше рейсов Проекта глубоководного бурения (тома 6, 7, 17, 19, 20, 30, 33, 55, 58—62). Автор участвовал в рейсах 6 и 20, а также в полном объеме обрабатывал палеогеновые образцы для соответствующих томов рейсов 60 и 62. Руководством Проекта глубоководного бурения и Научного национального фонда США нам были любезно предоставлены образцы палеогеновых отложений рейсов 7, 17, 19, 30, 32 и 61, в связи с чем мы выражаем глубокую благодарность. Именно сочетание всех этих материалов (и прежде всего оригинальных) позволяет установить основные особенности комплексов планктонных фораминифер и стратиграфии палеогена северо-западной части Тихого океана. Отметим в заключение, что общие черты палеогеновой стратиграфии всей Тихоокеанской области изложены в "Вопросах микропалеонтологии", № 21 [Крашенинников, 1978] и в коллективной монографии о геологии Тихого океана и сопредельных районов [Красный и др., 1978].

Основным разделам работы предпосылаются краткие главы о подводном рельефе северо-западного сектора Тихого океана и общих проблемах стратиграфической шкалы палеогена этого региона Земного шара. Они позволяют читателю лучше понять географическую приуроченность тех или иных разрезов палеогена и оценить степень изученности палеогеновой стратиграфии в океане и на континенте.

Мы выражаем признательность Н.Д. Серебренниковой (ГИН АН СССР) за фотографии планктонных фораминифер в сканирующем микроскопе.

## РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Северо-западная часть Тихого океана отличается сложным расчлененным рельефом дна и характеризуется, очевидно, всем набором геоморфологических форм. Здесь наблюдаются окраинные моря, глубоководные желоба, обширные абиссальные равнины (котловины), вытянутые подводные (и надводные) хребты, более локальные валы и возвышенности и отдельные подводные горы. Рельефу Тихого океана посвящены многочисленные исследования, нашедшие отражение в сводке Г.Б. Удинцева [1972]. Основные черты подводного рельефа северо-западного сектора Тихого океана можно представить в следующем виде (рис. 1).

Северная часть рассматриваемой области занята огромной Северо-Западной котловиной. Она имеет форму треугольника, обращенного вершиной к северу. Высота этого треугольника 3200 км, а ширина в основании составляет 4300 км. Котловина представляет собой абиссальную равнину, слегка наклоненную с северо-запада на юго-восток. В первом из районов доминируют глубины порядка 5600–5800 м, во втором они возрастают до 6000–6100 м. Ровный или пологоволнистый рельеф котловины нарушается довольно многочисленными подводными горами, возвышенностями и желобами.

Самым крупным подводным поднятием является возвышенность Шатского, расположенная почти в центре Северо-Западной котловины. Эта возвышенность вытянута в северо-северо-восточном направлении почти на 1500 км и состоит из четырех массивов. Вершины их поднимаются до 2000–3800 м, тогда как глубина разделяющих их седловин достигает 5000 м. Склоны возвышенности пологие, постепенно переходящие в ложе абиссальной равнины и в выравненную поверхность вершины; спокойный рельеф склонов местами осложнен локальными крутыми расчлененными площадками. Вдоль западной и северо-западной окраин абиссальной равнины протягиваются низкие валы с крупнохолмистым рельефом – краевые валы Зенкевича, Японский и Идзу-Бонинский. Они поднимаются над дном океана на 400–800 м, располагаясь на глубинах 4800–5200 м. Более расчленен рельеф Идзу-Бонинского вала, где превышения гор над поверхностью равнины достигают 1000–2000 м. Валы характеризуются асимметричным сечением – они имеют более крутой склон в сторону глубоководного желоба и пологий – в сторону абиссальной равнины. Отдельные подводные горы разбросаны по всей акватории Северо-Западной котловины, будучи особенно многочисленными на юго-западе абиссальной равнины. Некоторые вершины гор (Макарова, Сметанина, Исакова, Риофу-Мару и др.) поднимаются до глубин 1400–2800 м.

Локальные понижения дна Северо-Западной котловины имеют форму узких желобов, глубина их приближается к 7000 м. В восточной части котловины вдоль подножия Императорских гор протягивается меридиональный прогиб с глубинами свыше 6000 м.

Северо-Западная котловина четко ограничена на западе и северо-западе системой глубоководных желобов, на востоке – возвышенностью Обручева, Императорским и Гавайским хребтами, а на юге – системой Центрально-Тихоокеанских гор.

Узкие глубоководные желоба – Курило-Камчатский (9717 м), Японский (8412 м), Идзу-Бонинский (9810 м) – протягиваются непрерывной полосой, отделяя Северо-Западную котловину от горной системы островных дуг. Они отличаются V-образным поперечным профилем, склонами со средней крутизной 5–7°, осложненными ступенями и плоским дном вдоль оси желоба.

Подводная возвышенность Обручева находится на стыке Курило-Камчатского и Алеутского желоба. Она представляет собой выровненное плато со средними глубинами около 3500 м, над которым поднимаются отдельные горы. Вершины их располагаются на глубинах от 2100 до 3000 м. Крутыми сбросовыми уступами возвышенность спускается к Северо-Западной и Северо-Восточной котловинам.

С юга к возвышенности Обручева примыкает субмеридиональный хребет — Императорские горы (или Северо-Западный хребет), протягивающийся на 2300 км при ширине 50—80 км. Он состоит из множества массивов и гор, расположенных на едином основании. Вершины этих возвышенностей достигают весьма различных отметок глубины океана — от 3000 до нескольких сотен (и даже десятков) метров, т.е. хребет поднимается над абиссальными равнинами на 5000—6000 м. Глубина седловин между смежными горами и массивами также варьирует в широких пределах (от 500 до 4000 м).

Южным продолжением Императорских гор является Гавайский хребет, простирающийся в юго-восточном направлении. Они разделены широтным проливом с глубинами до 5000 м. Гавайский хребет протягивается в длину на 2200 км при ширине 150—300 км и имеет, как и Императорские горы, вулканическое происхождение. В отличие от последнего хребет состоит не только из многих подводных гор и массивов, но и из восьми крупных островов, 39 мелких вулканических и коралловых островов и ряда мелководных банок.

С юга Северо-Западная котловина ограничивается Центрально-Тихоокеанскими (или Срединно-Тихоокеанскими) горами широтного простираения. Эта горная система представляет собой сложное сочетание узких хребтов, массивов и отдельных конических и плосковершинных (гайоты) гор, расположенных, очевидно, на общем цоколе. На западе Центрально-Тихоокеанские горы подходят к Марианскому глубоководному желобу, а на востоке они (хр. Неккер) примыкают к Гавайскому хребту. Общая протяженность горной системы составляет около 4000 км при ширине основания 400—800 км. Широкий пролив в районе острова Уэйк разделяет горную систему на две части: западная из них называется иногда горами Маркус-Уэйк, восточная — горами Уэйк-Неккер. Цоколь Центрально-Тихоокеанских гор поднимается на 300—500 м над окружающими абиссальными равнинами, имеющими глубину свыше 6000 м. Вершины многочисленных изолированных гор находятся на значительно меньших глубинах

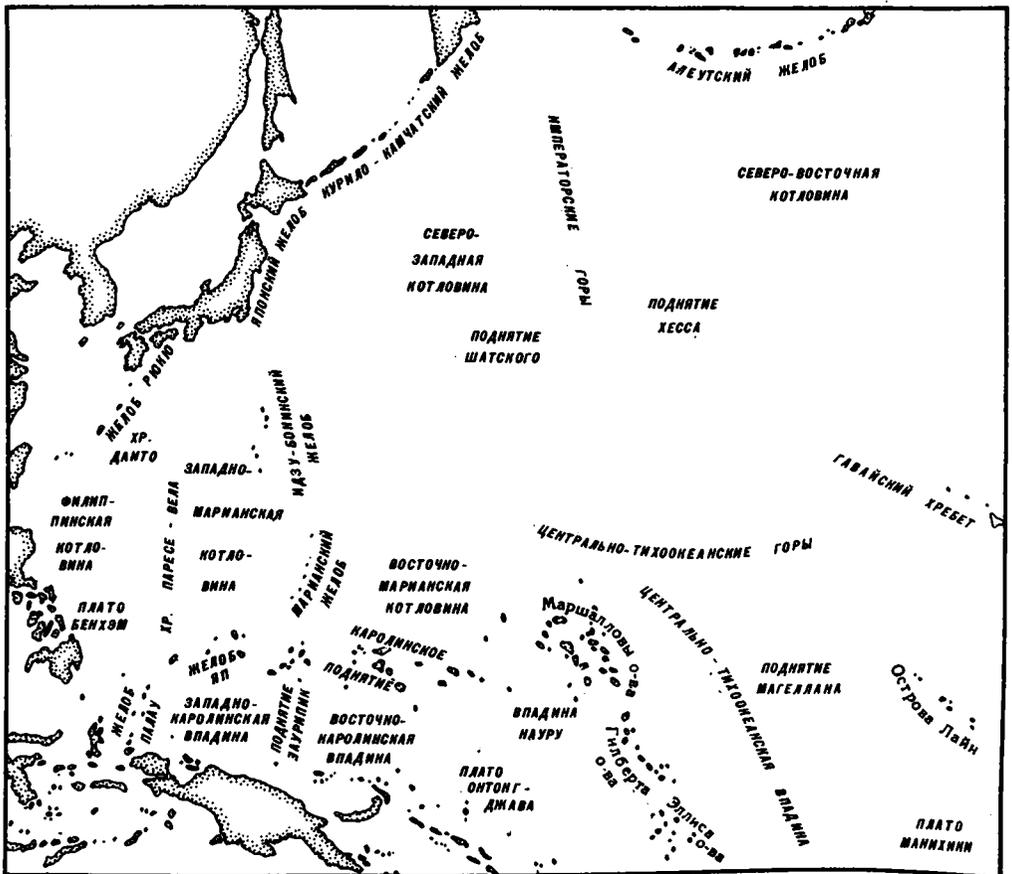


Рис. 1. Основные впадины, поднятия и глубоководные желоба северо-западного сектора Тихого океана

(от 2700 до 800 м). Местами горы образуют отдельные горные массивы и хребты протяженностью 300–500 км, ориентированные в разных направлениях (от широтного до субмеридионального).

К югу от Центрально-Тихоокеанских гор находится экваториальная область Тихого океана с очень сложным рельефом — с запада на восток протягивается серия глубоководных впадин, разделенных субмеридиональными подводными ( и надводными) хребтами. С запада и юго-запада эта область ограничивается цепью глубоководных желобов — Марианского, Яп, Палау, Ново-Гвинейского, Западно-Меланезийского и Восточно-Меланезийского. На востоке она ограничивается (в пределах рассматриваемой области) цепью островов Лайн.

К востоку от Марианского желоба располагается Восточно-Марианская котловина. Ее размер в широтном направлении составляет около 3000 км, а в меридиональном направлении—1800 км. Дно Восточно-Марианской котловины представляет собой слегка волнистую равнину с глубинами 5000–5500 м по периферии и 6000–6400 м в центральной части. Рельеф равнины осложняется краевым Марианским валом, поднимающимся над абиссальной равниной на высоту 500–2000 м, и целым рядом подводных гор. В северо-западной части котловины они образуют массив Магеллановых гор, превышение которых над дном котловины достигает 5000 м. Отдельные горы имеются и в других районах этой абиссальной равнины; вершина самой высокой из них (гора Зубова) находится на отметке 1074 м.

К югу от Восточно-Марианской котловины в широтном направлении протягивается Каролинское поднятие, спускающееся уступами к этой абиссальной равнине. Длина его составляет 1100 км при ширине 300 км. Сводовая часть поднятия характеризуется глубинами 2000–2500 м, т.е. превышение над абиссальными равнинами около 2500 м. Серией поперечных и продольных долин Каролинское поднятие расчленено на горные массивы и отдельные горы. Вершины многих из них лежат на глубинах в пределах первой тысячи метров, а некоторые поднимаются выше уровня океана, образуя архипелаг Каролинских островов.

Южнее Каролинского поднятия находятся Западно-Каролинская и Восточно-Каролинская котловины, разделенные поднятием Заурипик. Это сравнительно небольшие впадины Тихого океана, примерно равные по размерам и изометричной формы; длина их в широтном направлении составляет 800–900 км. Поверхность этих абиссальных равнин сильно расчленена за счет развития холмов высотой до 500 м и узких желобов глубиной до 600 м. Поэтому глубины колеблются в широких пределах — средние значения составляют 3500–5500 м, в местных понижениях они возрастают до 6500–6900 м, а на поверхностях гор и массивов уменьшаются до 250 м — 2500 м.

Меридиональный вал Заурипик протяженностью около 800 км и шириной около 200 км характеризуется выровненной поверхностью. Его сводовая часть находится на глубинах менее 3000 м, а отдельные вершины поднимаются до глубины 1500–2200 м.

К востоку от Восточно-Каролинской котловины находится плато Онтонг-Джава (оно известно в литературе также под названиями Соломоново поднятие и вал Капингамаранги). На севере плато смыкается с Каролинским поднятием, на юге глубоководный желоб отделяет его от складчатых сооружений Соломоновых островов. Протяженность плато с юга на север около 1400 км при ширине до 600 км. Поверхность плато Онтонг-Джава выровненная, наклоненная в сторону Каролинского поднятия. Поэтому на юге в сводовой части плато глубины составляют 1500–2000 м, а к северу они возрастают до 3000–3500 м. В южной части плато рельеф осложняется отдельными коническими горами. Некоторые из них выступают над водой в виде атоллов и рифов (включая атоллы Онтонг-Джава и Капингамаранги).

К плато Онтонг-Джава с востока примыкает впадина Науру (или Меланезийская котловина). Она имеет форму широкого овала, вытянутого в субмеридиональном направлении. Длина этого овала составляет 2300 км, а ширина—около 1500 км. Впадина имеет сложное строение, распадаясь на три части. Южная и северная части заняты прогибами с глубинами от 3500 до 5500 м. Они имеют простой волнистый рельеф, осложненный отдельными подводными горами. Средняя часть представляет собой плато с крутыми склонами и расчлененным рельефом. Вершины подводных гор поднимаются до глубины 2000 м, а две из них находятся выше уровня океана (о-ва Науру и Оушен).

С северо-востока и востока впадина Науру обрамляется системой поднятий, состоящих из трех групп островов — Маршалловых, Гилберта и Эллис. Поднятие Маршалло-

вых островов шириной около 500 км включает две цепи подводных гор, разделенных глубоким прогибом (4500–5000 м). Ряд гор поднимается над поверхностью океана в виде атоллов и коралловых островов, вершины других располагаются на глубинах от 1000 до 3000 м. Неширокий пролив с глубинами до 4300 м отделяет Маршалловы острова от гряды гор о-ва Гилберта. Это поднятие длиной около 800 км является более узким, чем Маршалловы острова, и находится на простираии западной гряды (Ралик) последних. Конические и плосковершинные горы поднимаются на высоту до 4500 м над дном впадины Науру; 16 из них образуют острова. Далее к югу поднятие еще более суживается (о-ва Эллис), но эта горная цепь уже находится за пределами района исследования.

Еще далее на восток располагается Центрально-Тихоокеанская впадина, обрамленная на севере поднятием Центрально-Тихоокеанских гор, а на востоке — поднятием о-вов Лайн. Северо-западная часть этой абиссальной равнины, входящая в изученный район, является наиболее глубоководной (глубины порядка 5500–5800 м). Поверхность равнины характеризуется сложным рельефом — всхолмленная равнина (холмы высотой до 100–500 м) с узкими желобами (глубина до 6300 м), отдельными подводными коническими горами с приостренными или плоскими вершинами (они поднимаются до глубины 800–2500 м) и более крупными массивами и плато. К последним относятся поднятия Магеллана и плато Манихики, заходящее в район исследований своей самой северной частью.

Северо-восточный сектор Тихого океана занят огромной Северо-Восточной котловиной. К району исследований относится лишь ее крайняя северо-западная часть, ограниченная на западе поднятиями Императорских гор и Гавайского хребта, а на севере — Алеутским желобом. Эта холмистая абиссальная равнина характеризуется большими глубинами — 5800–6000 м, которые в узком прогибе у подножия Императорских гор увеличиваются до 6800 м, а в желобе вдоль зоны разломов Чинук равны 7168 м. На фоне холмистой равнины разбросаны отдельные горы, иногда группирующиеся в подводные массивы. К востоку от южной оконечности Императорских гор к ним принадлежит поднятие Хесса.

Бурением с "Гломар Челленджера" в Японском и Филиппинском краевых морях палеогеновые отложения были вскрыты только в последнем из них. Этот бассейн отличается сложным строением морского дна. С востока Филиппинская котловина ограничивается островными дугами Идзу-Бонин, Волкано, Марианской, Яп и Палау, с северо-запада — дугой Японских островов и Рюкю и связанного с ней глубоководного желоба, с юго-запада — Филиппинской островной дугой и желобом. Подводным меридиональным хребтом Кюсю-Палау (или Паресе-Вела) рассматриваемая котловина делится на западную, собственно Филиппинскую, впадину и восточную, Западно-Марианскую, впадину. Серии узких хребтов и желобов северного и северо-западного простираия в каждой из впадин обуславливают сильно расчлененный рельеф. Максимальные глубины достигают 6745 м, выровненные участки дна обычно лежат на глубинах 4500–5000 м, гребни хребтов поднимаются над абиссальными равнинами на высоту 1000–1500 м.

Столь расчлененный и разнообразный рельеф северо-западного сектора Тихого океана свидетельствует о неоднородности строения и крайне сложной геологической истории рассматриваемой области. Почти вся она входит в состав северо-западной, наиболее древней части Тихоокеанской литосферной плиты, проектируясь на базальтовую кору мезозойского океана. На карте Хизена и Форнари [Heezen, Fornary, 1975], основанной на данных глубоководного бурения, результатах драгирования и анализа магнитных аномалий, хорошо видно изменение возраста базальных слоев осадочного чехла, залегающих на океаническом фундаменте. Северо-западный сектор Тихого океана охватывает зону отложений верхней юры (?) — низов нижнего мела (от поднятия Шатского до Восточно-Марианской впадины), которая обрамляется полосой нижнего мела (север Северо-Западной котловины, Императорские горы, поднятия Хесса и Магеллана, плато Манихики, плато Онтонг-Джава) и лишь частично полосой верхнего мела (север Императорских гор, поднятие Хорайзон, о-ва Лайн). Только на севере Северо-Восточной котловины (вдоль Алеутского желоба) отложения палеогена перекрывают непосредственно базальты океанического фундамента (рис. 2).

К иной структурной области относятся впадина Филиппинского моря, Каролинское поднятие, Западно- и Восточно-Каролинская впадины. В этой области краевых морей и островных дуг происходят трансформация океанической коры в кору континенталь-

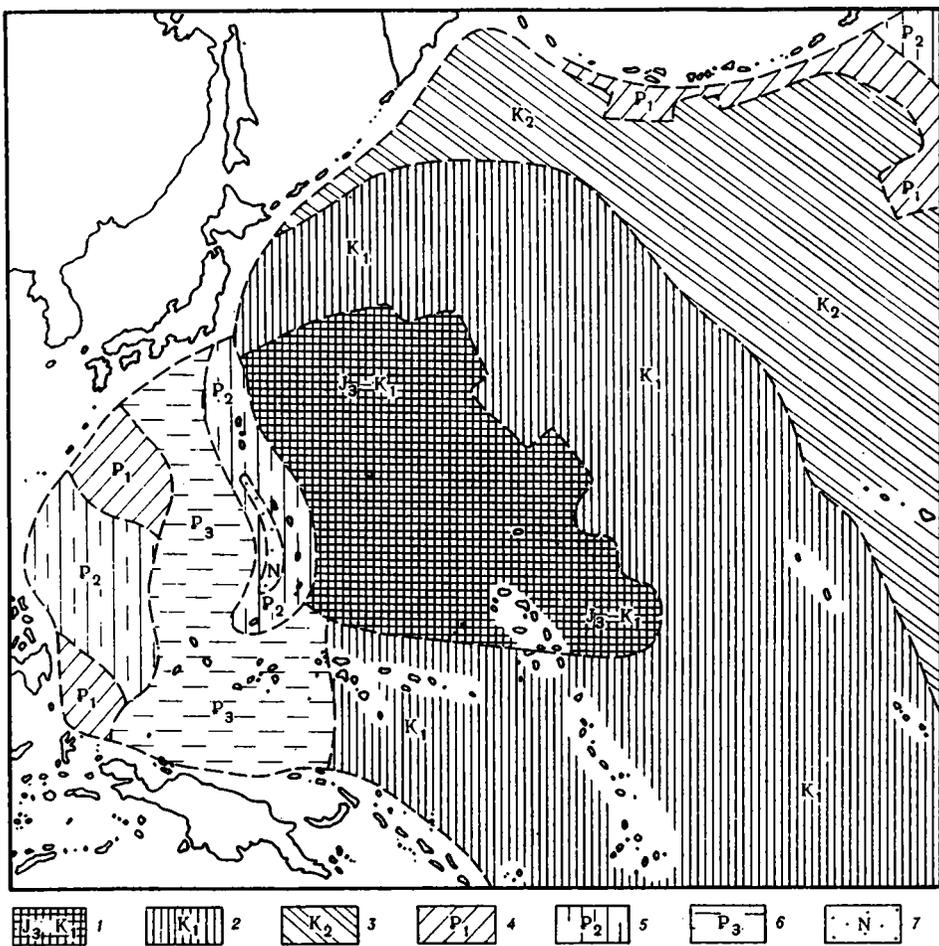


Рис. 2. Карта возраста базальных слоев осадочного чехла, перекрывающих базальты океанического фундамента. По Хизену и Форнари [Heezen, Fornary, 1975], с упрощениями

1 – верхняя юра – нижний мел (неоком); 2 – нижний мел; 3 – верхний мел; 4 – палеоцен; 5 – эоцен; 6 – олигоцен; 7 – неоген

ного типа, процессы деструкции и раздвижения коры (спрединга). Интенсивное развитие указанных процессов в кайнозойское время привело к тому, что в Филиппинской и Западно-Марианской впадинах, на поднятиях Каролинском и Заурипик и в Восточно-Каролинской впадине различные горизонты палеогена перекрывают толщи базальтов. К сожалению, остается неясным характер образований, располагающихся ниже базальтов. Молодой возраст базальтов и всего чехла осадочных пород резко контрастирует с разрезами смежной области Тихого океана, обычно отделенной глубоководными желобами.

Таким образом, в северо-западном секторе собственно Тихого океана палеогеновые отложения являются средним составным элементом позднемезозойско-кайнозойского чехла осадочных пород. В Филиппинской впадине, в районе Каролинского поднятия и Каролинских впадин палеоген составляет нижний элемент кайнозойского осадочного чехла. Геофизические (сейсмические) исследования советских и зарубежных специалистов дают убедительное представление о мощности осадочного чехла в северо-западной части Тихого океана. Наиболее полно все эти данные суммированы на карте Людвиг и Хутца [Ludwig, Houtz, 1979]. Максимальные мощности осадков (700–1400 м) свойственны крупным поднятиям (Манихики, Онтонг-Джава, Маршалловы острова, западная часть Центрально-Тихоокеанских гор, Шатского, северная часть Императорских гор и поднятие Обручева). Поднятия меньшего масштаба (Хесса, Хорайзон, Магеллана, Каролинское и другие, некоторые краевые валы вдоль глубоководных желобов) отличаются сокращенными мощностями (700–400 м). Эти значительные мощности осадков связаны с интенсивным биогенным осадконакоплением – преиму-

шественно карбонатным в тропической и субтропической областях и кремневым на севере Тихого океана. Абиссальные равнины (Северо-Западная, Северо-Восточная, Восточно-Марианская, Центральнo-Тихоокеанская, Науру) характеризуются тонким чехлом осадочных пород (300—100 м) (рис. 3, вкл.). Они слагаются главным образом пелагическими глинами и радиоляриево-диатомовыми илами.

В Филиппинском бассейне существенным элементом осадков становится вулканический и терригенный материал. Неравномерность его привноса в сочетании со сложно-рассеченным рельефом дна приводит к резким колебаниям мощностей. На юге Западно-Марианской впадины они местами достигают 800—600 м, в центральной ее части уменьшаются до 400—200 м, на севере сильно возрастают до 800—1400 м. В глубоководной, собственно Филиппинской, котловине мощности осадочного чехла невелики и варьируют в пределах 300—100 м.

Подобное распределение мощностей и литологических типов осадков сразу же определяет направление интересов фораминиферовой стратиграфии — именно мощные разрезы карбонатных осадков на поднятиях позволили выяснить многие принципиальные особенности стратиграфии и геологической истории палеогена. Напротив, маломощные толщи некарбонатных осадков, подчас со скудной фауной и флорой, типичные для абиссальных равнин и впадин, чрезвычайно трудны для стратиграфического расчленения палеогена и расшифровки геологического развития этих глубоководных областей Тихого океана.

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ПАЛЕОГЕНА

Прежде чем переходить к региональному обзору палеогеновой стратиграфии северо-запада Тихоокеанской области, нужно попытаться уяснить обстановку по следующим пяти проблемам: 1) что представляет собой стратиграфическая шкала палеогена Тихого океана и океанических бассейнов вообще; 2) как она соотносится со шкалой палеогена на континентах с учетом таких классических областей его развития, как Средиземноморье и Карибский бассейн; 3) на какую шкалу ориентируется схема стратиграфии палеогеновых морских отложений Камчатки и Сахалина; 4) как она соотносится со шкалой палеогена юга европейской части СССР, где находятся стратотипы ярусов Крымско-Кавказской шкалы палеогена; 5) какой видится стратиграфическая шкала палеогена в недалеком будущем через призму современных достижений палеогеновой стратиграфии. Рассмотрим отдельно зональную стратиграфию палеогена и шкалу более крупных стратиграфических единиц.

### ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ПАЛЕОГЕНА

В своих работах мы неоднократно рассматривали зональную шкалу палеогеновых отложений по планктонным фораминиферам. Сначала эти работы касались палеогена континентов [Крашенинников, 1964, 1965а—в, 1969; Bolli, Krashennikov, 1977], далее палеогена океанов [Крашенинников, 1977, 1978] и, наконец, тех и других [Крашенинников, 1980]. Здесь мы кратко повторим основные выводы наших исследований.

Зарождение зональной шкалы палеогеновых отложений по планктонным фораминиферам связано с Крымско-Кавказской областью. Именно здесь, на территории Северного Кавказа, Н.Н. Субботиной [1936, 1939, 1947, 1950, 1953, 1960] была подмечена основная тенденция изменения комплексов палеоценовых и эоценовых планктонных фораминифер, что нашло воплощение в первой зональной шкале. Последующее изучение палеогена Закавказья, Крыма, Северного Причерноморья, Карпат, Закаспийской области, Приаралья и Туркмении чрезвычайно расширило наши знания о стратиграфии и микрофауне палеогена, ознакомило с набором разнообразных фаций и комплексов фораминифер [Морозова, 1939, 1959 а,б, 1960, 1961; Халилов, 1948, 1956, 1962, 1967; Маслакова, 1955; Саакян-Гезалян, 1957; Шуцкая, 1956, 1960, 1964, 1970 и др.].

В результате была сформулирована и получила права гражданства зональная шкала, оптимальный вариант которой показан в табл. 1, вкл. В работах некоторых авторов ряд зональных подразделений объединен в более крупные единицы (например, зоны *Globorotalia angulata* и *Globorotalia conicotruncata*, зоны *Acarinina rotundimarginata*

и *Hantkenina alabamensis*), или устанавливаются более дробные зоны (*Globorotalia aequa*, *Globigerina instabilis*), или выделяются зоны иного наименования (*Globorotalia lensiformis*, *Acarinina esnaensis*). Эти вариации отражают прежде всего местные особенности микрофауны и отчасти методический подход к выделению стратиграфических единиц. Их нельзя признать удачными. Большинство же микропалеонтологов придерживаются зональной схемы, показанной на табл. 1, или близкой к ней. С полным основанием эту схему можно считать Унифицированной зональной шкалой палеогена юга СССР (от Карпат до Туркмении) [1959]. Эта шкала сыграла важную роль в решении вопросов практической геологии западных и южных районов СССР, ибо расчленение и корреляция разрезов палеогена осуществлялись на базе единой стратиграфической схемы.

В пределах юга СССР были установлены две палеобиогеографические провинции. Почти вся территория располагалась, очевидно, у северного края субтропической области. Лишь ее самая южная часть (Южная Армения) входила в собственно субтропическую область. Планктонные фораминиферы палеогена здесь разнообразнее по видовому составу, содержат тропические элементы (*Hantkenina aragonensis*, *Cribrohantkenina inflata*, *Globigerapsis kugleri*, *G. semiinvoluta*, *Orbulinoides beckmani*, *Globorotalia cerroazulensis* и др.) и допускают более детальное расчленение некоторых интервалов среднего и верхнего эоцена.

Несколько позднее Болли [Bolli, 1957 a—c] предложил зональную шкалу для палеогена тропической области. Разработанная на материале палеогеновых отложений о-ва Тринидад, эта стратиграфическая схема учитывала данные по многим регионам Карибской области. В отличие от Крымско-Кавказской схемы она охватывала весь палеоген. В дальнейшем в первоначальный вариант Карибской шкалы были внесены некоторые уточнения для палеоцена, верхнего эоцена и олигоцена [Bolli, 1966; Blow, 1969]. Значение Карибской стратиграфической зональной шкалы палеогена трудно переоценить. Она оказала исключительно сильное влияние на развитие палеогеновой стратиграфии в странах Средиземноморья, в бассейнах Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Во многих странах палеоген был расчленен в соответствии со шкалой Болли, иногда в ее канву вставлялись местные зоны. Исследованиями многих микропалеонтологов зональная шкала палеогена Карибского бассейна была апробирована на обширной территории тропической области.

В период с 1958 по 1961 г. нами проводилось изучение стратиграфии палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья (Сирия и Египет). В составе палеогена здесь безраздельно господствуют мощные толщи мелоподобных известняков и мергелей с богатыми ассоциациями планктонных фораминифер. Последние представлены набором видов, включающих как тропических килеватых *Globorotalia*, *Globigerapsis*, *Orbulinoides*, *Cribrohantkenina*, *Truncorotaloides*, так и многих *Acarinina* и *Globigerina*, подчас образующих фон фораминиферовых ассоциаций субтропической Крымско-Кавказской области. В результате удалось точно сопоставить зональные схемы палеогена Карибского бассейна и Крымско-Кавказской области, ибо для Сирии в равной степени можно было применить либо Карибскую, либо Крымско-Кавказскую шкалу. При этом границы подавляющего большинства зон совпали [Крашенинников, 1964, 1965 а—в; Крашенинников, Поникаров, 1964; Крашенинников и др., 1964; Поникаров и др., 1969; Крашенинников, Немков, 1975]. Подобные смешанные тропические-субтропические комплексы планктонных фораминифер можно видеть в палеогене крайнего юга СССР (Южная Армения), проверив тем самым правильность сопоставления Карибской и Крымско-Кавказской шкал [Крашенинников, Птухьян, 1973]. Таким образом, к концу 60-х годов осуществилась идея разработки единой зональной шкалы палеогена континентов для тепловодной области Земного шара [Крашенинников, 1969].

Результаты глубоководного бурения в океанах, начавшегося в 1968 г., окончательно прояснили существо фораминиферовых зон палеогена, определили их значение для стратиграфической шкалы этой системы. Возможность подобной оценки была связана с тем, что осадки палеогена с богатыми комплексами планктонных фораминифер были разбурены в пределах всей области существования этих микроорганизмов. В северном полушарии ее граница определяется широтой Датского пролива ( $62^{\circ}$  с.ш.) и плато Рокколл ( $54-57^{\circ}$  с.ш.) в Атлантическом океане и гайота Мейдзи ( $53^{\circ}$  с.ш.) в Тихом океане; в южном полушарии — широтой Фолклендского плато ( $51^{\circ}$  ю.ш.) в Атлантическом океане, Австралийско-Антарктической впадины ( $59^{\circ}$  ю.ш.) в Индийском океане, плато Кемпбелл ( $52^{\circ}$  ю.ш.) и впадины Эмералд ( $57^{\circ}$  ю.ш.) в Тихом океане.

Кроме того, наличие непрерывных разрезов с монотонной литологией карбонатных органических илов позволяло исключить влияние местных факторов на общий ход изменения планктонных фораминифер, установить эволюционную природу этих изменений.

Зональная шкала палеогеновых осадков океанических бассейнов (по планктонным фораминиферам) идентична таковой на континентах [Крашенинников, 1977, 1978, 1980]. Теперь мы уже можем говорить о единой субглобальной зональной шкале палеогена континентов и океанов тропической, субтропической и умеренной областей Земного шара. В любом районе этого огромного пространства зоны сменяются в одной и той же последовательности, смыкаясь своими границами.

Конечно, состав планктонных фораминифер значительно меняется в пределах каждой из зон. В их географическом распределении намечаются две особенности: во-первых, планктонные фораминиферы характеризуются единством систематического состава в тепловодной полосе Мирового океана, т.е. палеогеновые виды-эндемики крайне редки; во-вторых, в распределении палеогеновых планктонных фораминифер прослеживается четкая биполярность. Она выражается в том, что тропическо-экваториальный комплекс с относительно низким видовым разнообразием и преобладанием представителей килеватых и конических *Globorotalia*, *Orbulinoides*, *Globigerapsis*, *Cribrohanthkenina* сменяется к северу и югу богатой и разнообразной тропическо-субтропической ассоциацией, далее субтропическо-умеренной ассоциацией с преобладанием *Acarinina*, *Globigerina*, *Pseudohastigerina*, некилеватых *Globorotalia* и, наконец, бедным комплексом, состоящим из видов *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides*, *Pseudohastigerina*, некилеватых *Globorotalia* с единичными представителями прочих родов планктонных фораминифер. В определенной степени планктонные фораминиферы меняются и от местных биомических условий. В результате каждая зона характеризуется определенным набором палеобиоценозов. Эти палеобиоценозы сейчас хорошо известны, в последние годы они привлекали пристальное внимание микропалеонтологов. Однако необходимы дальнейшие исследования с целью установления всего разнообразия.

Поскольку глубоководное бурение охватило гигантскую акваторию океана от экватора до субарктических и субантарктических широт, ясно стало просматриваться положение палеоклиматических поясов палеогена с различными комплексами планктонных фораминифер. Соединение этих материалов с данными по палеогену континентов делает картину еще более впечатляющей. Так, комплексы планктонных фораминифер, близкие к крымско-кавказским, но с некоторыми тропическими элементами, были встречены в палеогеновых осадках Бискайского залива [Krashennikov, 1979]. Тем самым намечается граница субтропической и умеренной областей.

Наиболее сложен вопрос о зональной стратиграфии палеогена высоких широт. Систематический состав планктонных фораминифер здесь резко обедненный, многие виды полностью отсутствуют, происходит существенное изменение процентного соотношения видов в палеоценозах, интервалы распространения некоторых видов соответствуют их тайльонам. В связи с этим для палеогена высоких широт предлагаются самостоятельные зональные шкалы. К ним относятся шкалы Дженкинса [Jenkins, 1971]—для юга Новой Зеландии, Бергрена [Berggren, 1972]— для плато Рокколл (Северная Атлантика) и М.Я. Серовой [1966, 1969а, б, 1976; Serova, 1967]—для Камчатки.

Наши материалы по стратиграфии палеогена высоких широт в северной Атлантике (плато Рокколл) и южной Атлантике (Фолклендское плато) позволяют высказать следующее мнение [Krashennikov, 1979; Ludwig, Krashennikov et al., 1980]. Пелагические карбонатные осадки плато Рокколл и Фолклендского содержат достаточно многочисленные планктонные фораминиферы, но их стратиграфическая разрешаемость низкая из-за обедненности систематического состава. По сути дела, здесь выделяются лишь стратиграфические единицы, соответствующие подотделам палеогена. В отдельных случаях устанавливаются части подотделов или даже зоны, но без точного определения положения границ. Есть ли смысл называть эти крупные стратиграфические подразделения палеогена высоких широт зонами? Вряд ли! Зональная шкала Дженкинса для палеогена Новой Зеландии едва ли может быть распространена на всю австралийскую область, она отражает ряд чисто местных явлений в изменении комплексов планктонных фораминифер. Разрезы палеогена плато Рокколл и Фолклендского неполные, им свойственны перерывы. Но в тех случаях, когда наблюдается нормальная последовательность осадков, крупные стратиграфические подразделения,

базирующиеся на планктонных фораминиферах, смыкаются своими границами. Иное положение с палеогеном Камчатки, где прослой с планктонными фораминиферами разделены мощными толщами с иными группами фауны. Однако эти прослой рассматриваются М.Я. Серовой в качестве зон, границы которых в сводной таблице показаны в качестве смыкающихся. Очевидно, что эти подразделения палеогена Камчатки следует квалифицировать как "слои с фауной", причем бедные ассоциации планктонных фораминифер определяют возраст пород с точностью до подотдела. В данном случае бедность микрофауны связана не столько с положением в высоких широтах, сколько с мелководным характером мощных толщ терригенных осадков.

Установив субглобальность зональных подразделений палеогена по планктонным фораминиферам в пределах тепловодной области Земного шара и падение стратиграфической разрешаемости этой группы планктонных микроорганизмов в высоких широтах, стратиграфия палеогена поставила на повестку дня необычайно сложную проблему — глобальность зональных единиц в точном значении слова. Пути решения этой проблемы достаточно ясны, неясен лишь конечный результат. В палеогене высоких широт огромное распространение получает планктон с кремневым скелетом — радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты. Изучение его в австралийской области (Фолклендское плато, банка Агульяс, плато Кергелен, Австралийско-Антарктическая впадина, море Росса, впадина Эмералд, плато Кемпбелл) показало, что перечисленные группы планктонных микроорганизмов обладают стратиграфической разрешаемостью, соизмеримой с таковой планктонных фораминифер в тепловодной области. Сейчас эти зональные шкалы палеогена австралийской области находятся в стадии своего становления, зачастую являются местными. Но недалек уже тот день, когда будут сформулированы унифицированные зональные схемы палеогена Субантарктической области по радиоляриям, диатомеям и силикофлагеллятам. Именно тогда и встанет вопрос о совпадении границ зональных подразделений по известковому и кремневому планктону. В случае одинаковых темпов развития и синхронности изменения комплексов при едином методическом подходе к выделению зон можно рассчитывать на сходную стратиграфическую разрешаемость известкового и кремневого планктона и совпадение границ. При подобной ситуации зоны получат, очевидно, статус глобальных единиц. Асинхронность развития и несовпадение границ оставит за зонами палеогена субглобальную категорию, т.е. поставит Международную стратиграфическую шкалу перед большими трудностями.

Мы не случайно акцентируем внимание на палеогене австралийской области южного полушария — он уже вскрыт серией скважин, имеется материал драгирования. Переходная (умеренная) палеоклиматическая полоса (юг Китового хребта, банка Агульяс, плато Кергелен, плато Кемпбелл, Тасманово море), где известково-кремнистые илы содержат различные группы планктона, позволит сопоставить зональные шкалы по фораминиферам, наннопланктону, радиоляриям, диатомеям, силикофлагеллятам. Конечно, аналогичные исследования должны и могут быть выполнены в бореальной полосе северного полушария, но здесь пока нет столь показательного материала. Север Тихого океана вообще слабо разбурен. Немногочисленные скважины в Северной Атлантике, причем палеоген плато Рокколл и Датского пролива с кремневым и известковым планктоном отделен от палеогена Норвежского моря, где развит только кремневый планктон, областью Атлантического океана, в которой бурение не проводилось. Надо полагать, все это чисто временное явление.

Как хорошо известно, разработка зональных шкал палеогена для тепловодной области Земного шара по наннопланктону и радиоляриям находится на высоком научном уровне; недостаток материала по диатомеям не позволяет еще создать такую шкалу для палеогена океанов. Необходимо также отметить, что зональная шкала по радиоляриям начинается с нижнего эоцена. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям показано в табл. 2, вкл. Этот вариант можно считать рабочим, ибо не всегда достоверно известны методические основы выделения зон и качество палеонтологического материала. Во всяком случае соотношение зон близко к истинному, поскольку оригинальные материалы из различных регионов Мирового океана, изложенные в томах Проекта глубоководного бурения, свидетельствуют именно в пользу подобных положений границ. Эта таблица окажется очень важной при анализе региональной стратиграфии палеогена северо-западного сектора Тихого океана.

Если зональная стратиграфия палеогена по планктонным микроорганизмам за последние два десятилетия сделала огромный шаг вперед, то ярусная шкала палеогена не отмечена печатью прогресса. Причин здесь, на наш взгляд, несколько. Палеонтологической основой зон является планктон, обеспечивающий большую стратиграфическую разрешаемость и субглобальную корреляцию. Зоны устанавливались либо без указания их стратотипа [Субботина, 1947, 1950; Шуцкая, 1970], либо с упоминанием такового [Bolli, 1957 a—c]. Однако в своей практической деятельности микропалеонтологи не придавали особого значения примату стратотипа зоны. В конечном итоге в понятие ее объема вкладывался наиболее рациональный смысл. Иная ситуация в ярусными единицами палеогена. Их палеонтологическая основа — бентосная фауна. Каждый ярус палеогена имеет свой стратотип в странах Западной и Южной Европы. Приоритет этого стратотипа тяжелым грузом довлечет над геологом в процессе его исследований. Европейские ярусы палеогена с большей или меньшей достоверностью выделялись в тех регионах, где находятся их стратотипы. За их пределами при изменении литологического облика отложений ярусы очень скоро теряли свою конкретность и определенность. С расширением исследований на континентах и в океанах возникли новые проблемы, новые сомнения. И здесь стратиграфическая практика пошла тремя различными путями.

Первый путь предельно четко выражен в исследованиях по Проекту глубоководного бурения. Конкретные, принимаемые большинством специалистов зоны по планктонным фораминиферам оказалось невозможным объединить в ярусы, ибо объемы последних трактовались самым различным образом. Использование ярусных единиц привело бы к хаотическому состоянию океанической стратиграфии, к взаимному непониманию стратиграфов из различных стран. Поэтому категория яруса в океанической стратиграфии практически не применяется — с уровня зоны она "прыгнула" на уровень подотдела, обеспечив тем самым единство в понимании стратиграфических категорий. На подобную ситуацию, несомненно, нужно смотреть, как на временное явление, ибо теряется логика соподчиненности стратиграфических подразделений.

Второе направление ординарно: использование западноевропейских ярусов далеко за пределами страторегионов. Результаты этого подхода общеизвестны. Уже не первый десяток лет кипят жаркие споры о соотношениях и объемах датского и монтского, ипрского и кюизского, латдорфского и рюпельского, лютетского, оверзского, хаттского и других ярусов в странах Западной Европы, Средиземноморья, Северной Африки, Ближнего и Среднего Востока, юга европейской части СССР. Все это приносит весьма сомнительную пользу геологической практике.

Последнее обстоятельство и вызвало к жизни третье направление стратиграфических исследований — разработку местных ярусных шкал палеогена. К ним принадлежат ярусные шкалы палеогена Калифорнии [Malloy, 1959], Новой Зеландии [Finlay, Marwick, 1940, 1947], Индонезии [Vlerk, Umbgrove, 1927] и некоторых других стран. Аналогичная попытка была сделана и в нашей стране — на материале палеогена Крымско-Кавказской области.

### Ярусная шкала палеогена Крымско-Кавказской области

Первопричина разработки ярусной шкалы палеогена в СССР достаточно ясна — А.Л. Яншин [1953] определенно показал отрицательные стороны западноевропейской ярусной схемы палеогена, а ее применение на территории СССР приводило к бесконечным недоразумениям. В качестве стратотипа новых ярусов был выбран Бахчисарайский разрез Крыма, а в качестве парастратотипа (в более глубоководных фашиях) — разрез по р. Кубань на Северном Кавказе. Эти два разреза как геологические тела действительно великолепны — мощные толщи преимущественно карбонатных осадков с богатыми органическими остатками и практически сплошной обнаженностью. Их основные особенности, равно как и широкий круг вопросов стратиграфии палеогена, рассматривались на Всесоюзном совещании в Баку в 1955 г. В результате была принята унифицированная шкала палеоцена и эоцена юга европейской части СССР [Унифицированная, . . ., 1959], законодательно утвержденная Решениями [1963, 1964] стратиграфической комиссии МСК.

В Бахчисарайском разрезе палеоцен подразделялся на два яруса — инкерманский и качинский, нижний эоцен соответствовал бахчисарайскому ярусу, средний эоцен —

симферопольскому ярусу, а в составе верхнего эоцена различались бодракский и альминский ярусы. К положительным чертам Бахчисарайского разреза относились наличие разнообразных групп фауны (моллюски, нуммулитиды, мелкие бентосные и планктонные фораминиферы) и его стратиграфическая непрерывность. Правда, Г.П. Леонов и его соавторы [1963; Леонов и др., 1965] допускали перерывы у нижней и верхней границ качинского яруса, но оценить величину этих перерывов сначала не представлялось возможным. Планктонные фораминиферы в инкерманском ярусе отсутствовали; его палеонтологическая характеристика (моллюски и бентосные фораминиферы) была явно неудовлетворительна. Е.К. Шуцкая [1970] в качинском ярусе установила зоны *Acarinina tadjikistanensis djanensis*, *Acarinina subsphaerica* (= зона *Acarinina mckannai*), *Acarinina acarinata*, а в бахчисарайском ярусе — зоны *Globorotalia aequa* и *Globorotalia subbotinae*. Симферопольский ярус, в нуммулитовых известняках которого планктонные фораминиферы отсутствуют, Е.К. Шуцкая коррелировала с зонами *Globorotalia aragonensis* и *Acarinina crassaformis* (= зона *Acarinina bullbrookii*). В бодракском ярусе выделялись зоны *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* и *Globigerina turcmenica*, а в альминском ярусе — зона *Globigerinoides conglobatus* и крупных глобигерин (= зона *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин) и зона *Bolivina* с бентосными фораминиферами.

Изучение бедных комплексов планктонных фораминифер из мелководных отложений Бахчисарайского разреза приводит к выводу, что в работе Е.К. Шуцкой [1970] их значение сильно преувеличено. Они не могут в этой фации обеспечить дробное расчленение. В качинском ярусе планктонные фораминиферы свидетельствуют лишь о верхнепалеоценовом возрасте осадков, в бахчисарайском — о нижнеэоценовом. В симферопольском ярусе и нижней части бодракского яруса планктонные фораминиферы вообще единичны. Надежно устанавливаются только зоны *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina turcmenica* и зона *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин. В кровле эоцена ("зона" *Bolivina*) планктонные фораминиферы снова становятся совершенно единичными. Естественно, бедный состав планктонных фораминифер в отложениях палеоцена — нижнего эоцена не позволяет делать вывод о характере разреза (непрерывном или с выпадением каких-то слоев).

Парастратотипический разрез палеогеновых отложений по р. Кубань в плане обилия планктонных фораминифер выглядит гораздо более благополучным, но и ему свойственны некоторые недостатки. В Решении. . . стратиграфической комиссии [1963] к инкерманскому ярусу отнесены зоны *Globorotalia angulata* и *Globorotalia conicotruncata*. Качинский ярус первоначально включал зоны *Acarinina tadjikistanensis djanensis* и *Acarinina subsphaerica*, а бахчисарайский — зоны *Acarinina acarinata*, *Globorotalia aequa* и *Globorotalia subbotinae* (с двумя подзонами — *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia marginodentata*). В поправке к этому Решению [1964] зона *Acarinina acarinata* была включена в качинский ярус, зона *Globorotalia aequa* изъята из шкалы, а в объеме бахчисарайского яруса различались зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia marginodentata*. К симферопольскому ярусу были отнесены зоны *Globorotalia aragonensis* и *Acarinina crassaformis* (= зона *Acarinina bullbrookii*), к бодракскому ярусу — зоны *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* и *Globigerina turcmenica*, к альминскому ярусу — зоны *Globigerinoides conglobatus* и крупных глобигерин (= зона *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин) и зона *Bolivina* (преимущественно с бентосными фораминиферами).

К качинскому ярусу принадлежат некарбонатные глины и алевролиты свиты Горячего Ключа и опоковидные глины абазинской свиты, лишенные планктонных фораминифер. Однако в Решениях. . . [1963] для них были указаны богатые комплексы последних. Основанием для этого служила корреляция с соседними районами, где карбонатный верхний палеоцен действительно содержал богатую микрофауну. Тем не менее подобная "приписка" была явно неправомерна и только вводила исследователей в заблуждение. Последующее изучение планктонных фораминифер также показало, что между георгиевской и черкесской свитами существует перерыв, с которым связано выпадение почти всей зоны *Globorotalia aragonensis* [Крашенинников, Музылев, 1975]. Следовательно, и в Кубанском разрезе не представляется возможным правильно оценить стратиграфический объем симферопольского яруса.

Утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом, ярусная шкала палеоцена и эоцена приобрела законодательную силу, ее применение считалось обязательным в ходе исследований на территории СССР. В перспективе ставилась задача

замены западноевропейской палеогеновой шкалы новой ярусной шкалой палеогена юга СССР. С этой целью предполагалось "направить данное решение в Президиум организуемого в Бордо в сентябре текущего года (т.е. в 1962 г. В.К.) Коллоквиума по палеогену Европы и обратить внимание специалистов по палеогену на Бахчисарайский разрез, который по своей непрерывности и полноте фаунистической характеристики может служить стратотипическим для палеогеновых отложений Европы" [Решение. . . , 1963, с. 146—147].

Последующие годы показали, что новую ярусную шкалу стали применять достаточно широко в Северном Причерноморье, Крыму, на Северном Кавказе, в Прикаспии, Закаспийской области и даже в Западной Сибири [Палеоген. . . , 1978]. Вместе с тем шкала почти не использовалась для расчленения палеогеновых отложений Карпат, Грузии, Армении, Азербайджана и среднеазиатских республик.

Как уже отмечалось выше, объективное изучение планктонных фораминифер из Бахчисарайского и Кубанского разрезов вскрыло отрицательные стороны как самих разрезов, так и стратотипов ярусов. Обедненный состав планктонных фораминифер (или их отсутствие) лишали разрезы детальности расчленения, затрудняли их корреляцию, не позволяли оценить их непрерывность, а иногда указывали на наличие перерывов. Очень скоро возникли сомнения относительно стратиграфических объемов ярусов, декларированных Палеогеновой комиссией МСК.

Ясность в расчленение и корреляцию Бахчисарайского и Кубанского разрезов и в объемы палеогеновых ярусов в их стратотипе и парастратотипе внес наннопланктон — более эврибионтная группа микроорганизмов, нежели планктонные фораминиферы [Музылев, 1980]. Поскольку соотношение наннопланктонных и фораминиферовых зон хорошо установлено в совершенно непрерывном разрезе по р. Хеу [Крашенинников, Музылев, 1975], оказалось возможным оценить объемы ярусов палеогена юга СССР и через призму зональной стратиграфии по планктонным фораминиферам.

Таблица 3, вкл. демонстрирует соотношение зональных шкал по фораминиферам и наннопланктону и объемов ярусов палеогена СССР, утвержденных Палеогеновой комиссией МСК, с их реальными значениями в Бахчисарайском стратотипе. Как видим объемы ярусов палеогена, декларируемые Решением Палеогеновой комиссии и фиксируемые в парастратотипическом Кубанском разрезе зонами по планктонным фораминиферам, резко отличны от их объемов в Бахчисарайском стратотипе, где их истинное содержание определено с помощью зональной шкалы по наннопланктону. Исключение составляет альминский ярус, объем которого в стратотипе и парастратотипе одинаков. Конечно, изменились и представления о корреляции местных подразделений (горизонтов и свит) Кубанского и Бахчисарайского разрезов.

Каковы же причины подобного дисгармонии между объемами ярусов в стратотипе и парастратотипе и как мы должны сейчас относиться к ярусной шкале палеогена СССР?

На наш взгляд, при установлении новых ярусов и поиске их стратотипа допущена серия ошибок, главные из которых следующие. Не была должным образом оценена палеонтологическая основа новой ярусной шкалы. Хотя к 1962 г. зональная шкала по планктонным фораминиферам приобрела свой современный вид, не она составила каркас ярусной шкалы. Упор был сделан на комплексное обоснование ярусов с предпочтительным акцентом на бентосные группы (нуммулитиды, моллюски). При внешней привлекательности подобного научного подхода он не принес ожидаемых результатов — ведь по нуммулитидам и моллюскам до сих пор нет зональных шкал, равноценных по дробности и географическому охвату шкалам по планктонным фораминиферам. Выбор палеонтологической базы predetermined и выбор стратотипического разреза — им оказался Бахчисарайский разрез, нижняя половина которого представлена мелководными породами. Но надежного зонального расчленения разреза обеспечить не удалось.

Излишнее внимание уделялось литологическому фактору. Положительной особенностью Бахчисарайского разреза считалось то, что почти все ярусы различались между собой характером пород, т.е. границы ярусов наблюдались на обнажении. Однако на примере этого разреза можно было лишней раз убедиться, что изменение фаций не всегда совпадает с эволюционными изменениями органического мира. Более того, подчас оно вызывало существенное, но только лишь местное изменение фауны, затушевывая уровни эволюционной смены.

Районы Бахчисарая в Крыму и Черкесска на р. Кубань считались классическими районами изучения стратиграфии палеогена. Очевидно, этот исторический фактор оказал

какое-то влияние на выбор опорных разрезов. Перед конференцией в Баку (1955 г.) группа специалистов посетила многие разрезы палеогена в Крыму, Поволжье, на Северном Кавказе и в Закавказье. Но из поля ее зрения выпал разрез по р. Хеу (около Нальчика), уже известный к тому времени. Он выглядит внешне не эффектно — монотонная литология, отсутствие нуммулитид и макрофауны, большая протяженность выходов в связи с незначительными углами падения слоев. Но именно здесь богатые ассоциации планктонных фораминифер и наннопланктона позволили проследить непрерывную последовательность зон палеоцена (включая датский ярус) и эоцена [Крашенинников, Музылев, 1975].

Объемы инкерманского, качинского, бахчисарайского и альминского ярусов, как они декларируются Палеогеновой комиссией, но не в их реальных объемах в Бахчисарайском стратотипе, совпадают (или близки) с этапами развития планктонных фораминифер, наннопланктона и нуммулитов. Наоборот, граница между симферопольским и бодракским (декларированными) ярусами проведена без учета принципиальных изменений органического мира в субглобальном масштабе, на местной основе. Это сразу же лишило симферопольский и бодракский ярусы всякого элемента естественности стратиграфических подразделений.

С момента конференции в Баку, когда была предложена ярусная шкала палеогена СССР, минуло четверть века. Признавая эту попытку неудачной в силу целого ряда отмеченных выше причин, мы подходим к ней с позиций нашего сегодняшнего опыта, современного синтеза знаний о стратиграфии палеогена на континентах, результатов глубоководного бурения в Мировом океане. Но тогда всей суммы этих знаний о стратиграфии палеогена континентов и океанов еще не существовало. Поэтому вряд ли следует осуждать попытку создания новой ярусной шкалы палеогена, несовершенство методического подхода. Более удивительно другое. Крымско-Кавказская ярусная шкала не могла принести ощутимой пользы геологической практике. Одни специалисты ориентировались на Бахчисарайский стратотип, другие — на Кубанский парастратотип (в зависимости от фаций). Происходила формальная унификация стратиграфических подразделений, используемых в геологических исследованиях, но за ними скрывался различный внутренний смысл. Эта ярусная шкала давно уже стала тормозом на пути развития палеогеновой стратиграфии в нашей стране. Так почему же Палеогеновая комиссия МСК не предпримет действенных мер для отмены непродуманного решения!? Эти меры являются настоячивой необходимостью.

### Ярусная шкала палеогена тихоокеанского побережья США

Ярусы палеогена юга европейской части СССР, конечно, невозможно использовать при стратиграфических исследованиях на территории Дальнего Востока. Одна из причин заключается в эндемизме бентосных фораминифер и моллюсков, свойственных палеогену Корякского нагорья, Камчатки и Сахалина, вторая — в крайне редком присутствии планктонных фораминифер и, наконец, третья — в недетальном расчленении мощных терригенных толщ этого обширного региона, когда вопрос о ярусном расчленении еще не выходит на повестку дня. Вполне понятной была ориентация дальневосточной палеогеновой стратиграфии на ярусную шкалу палеогена Калифорнии. Однако эта ориентация заключалась не в том, чтобы калифорнийские ярусы перенести на дальневосточную почву. Они были важны как некий стандарт, с которым возможна корреляция дальневосточных разрезов с помощью бентосных фораминифер и моллюсков с целью определения возраста. По своему внутреннему содержанию калифорнийские ярусы совсем иные, нежели ярусы палеогена Западной Европы и СССР. В Калифорнии существует несколько ярусных шкал палеогена по различным группам органических остатков.

Ярусная шкала по бентосным фораминиферам была предложена Мэллори [Mallogu, 1959]. Ее подразделения представляют собой "слои с бентосными фораминиферами", отражая общую направленность изменения микрофауны в этом небольшом регионе. В некоторых разрезах с бентосной микрофауной ассоциируют планктонные фораминиферы и наннопланктон, позволяя с той или иной степенью детальности сопоставить калифорнийскую шкалу с зональными схемами по планктонным микроорганизмам. Это сопоставление приводит к довольно различным результатам. Принимая во внимание скудные данные о планктонных фораминиферах из целого ряда работ американских микропалеонтологов, мы отнесли отложения инезийского и бу-

литийского ярусов к палеоцену, пенутийского яруса — к нижнему эоцену, улатизийского яруса — к среднему эоцену, наризийского и рефьюджийского ярусов — к верхнему эоцену и земоррского яруса — к олигоцену [Крашенинников, 1969].

Отложения первых четырех ярусов (от инезийского до улатизийского) входят в состав формации Лодо. Стратотип этой формации изучен нами около г. Коалинга (долина Сан-Хоакин, округ Фресно) [Крашенинников, 1971]. Здесь формация Лодо с размывом залегает на осадках зоны *Globorotalia trinidadensis* датского яруса (верхняя часть формации Морено). Из разреза выпадают самая верхняя часть датского яруса (зона *Acarinina uncinata*) и низы собственно палеоцена (зона *Globorotalia angulata* s.l.). Нижняя часть формации Лодо относится к верхнему палеоцену (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*). Далее следует опять перерыв — в разрезе отсутствует зона *Globorotalia subbotinae* и почти вся зона *Globorotalia marginodentata* (нижний эоцен). Верхняя часть формации Лодо соответствует зоне *Globorotalia aragonensis* s.l. (верхняя часть нижнего эоцена). Таким образом, инезийский, булитийский, пенутийский и улатизийский ярусы не представляют единой последовательности, охватывают лишь отдельные интервалы палеоцена и нижнего эоцена и не включают средний эоцен.

В последних статьях американских специалистов ярусы калифорнийского палеогена приведены к зональным шкалам по планктонным фораминиферам и наннопланктону с большей степенью детальности. Они наглядно свидетельствуют о различном понимании объема и возрастной принадлежности этих ярусных единиц. Аддикотт [Addicott, 1981] относит булитийский, пенутийский и улатизийский ярусы к нижнему эоцену, наризийский — к среднему эоцену и низам верхнего эоцена, рефьюджийский — к верхам верхнего эоцена, земоррский ярус — к олигоцену и самым низам миоцена. Рау [Rau, 1981] инезийский ярус считает палеоценом, булитийский, пенутийский и низы улатизийского яруса сопоставляет с нижним эоценом, улатизийский и нижнюю часть наризийского яруса — со средним эоценом, верхнюю часть последнего и рефьюджийский ярус — с верхним эоценом и низами олигоцена, земоррский ярус — с олигоценом. Майлс [Miles, 1981] сопоставлял инезийский, булитийский и пенутийский ярусы с верхним палеоценом, улатизийский ярус — с нижним эоценом и низами среднего эоцена, наризийский ярус — со средним эоценом. Уоррен и Ньюэлл [Warren, Newell, 1981] рассматривали верхнюю часть наризийского яруса и низы рефьюджийского в качестве верхнего эоцена, а верхнюю часть рефьюджийского яруса — как переходные слои между эоценом и олигоценом.

Как видим, на территории штатов Калифорния, Орегон и Вашингтон объемы местных ярусов трактуются весьма неоднозначно, что и приводит к различной оценке их возрастной принадлежности. Корреляция палеогена дальневосточных районов СССР и тихоокеанского побережья США важна в том случае, когда имеется в виду какой-либо конкретный разрез палеогена Калифорнии, Орегона и Вашингтона, содержащий бентосную и планктонную фауну. Корреляция же с отвлеченными ярусами калифорнийской шкалы положительных результатов принести не может.

Помимо фораминиферовых ярусов, рассмотренных выше, для палеогена тихоокеанского побережья США установлены ярусы по моллюскам, а для палеогена более внутренних районов США, где развиты преимущественно континентальные фации, — ярусы по флоре и наземным млекопитающим. Все эти ярусы сопоставлены между собой с помощью отдельных горизонтов или уровней, к которым приурочены смешанные ассоциации фауны и флоры [Armentrout, 1981]. Однако о соотношении границ говорить чрезвычайно затруднительно. Поэтому на таблицах корреляции ярусов границы между ними показываются пунктиром [Armentrout, 1981].

### Ярусная шкала палеогена Западной и Южной Европы

Конечно, большие усилия стратиграфов и микропалеонтологов были направлены на уточнение объема западноевропейских ярусов в их стратотипических разрезах путем сопоставления стратотипов с зональными шкалами по планктонным фораминиферам и наннопланктону. В подавляющем большинстве случаев стратотипы сложены мелководными осадками с очень скудным планктоном. Поэтому полученные результаты минимальны, хотя они и изложены как в серии статей по отдельным стратотипическим разрезам, так и в сводных работах [Hardenbol, Berggren, 1978; Curry et al., 1969, 1978; Romerol, 1981 c.]. Приведем в самой краткой форме эти новые данные по планктонным микроорганизмам из стратотипов.

Отложения датского яруса широко распространены на территории Дании, обнажаясь на востоке о-ва Зеландия и на севере п-ова Ютландия. Однако нет ни одного обнажения, в котором ярус был бы представлен в своем полном объеме — от подошвы до кровли. В стратотипе (разрезы Стевнс-Клинт и Факс к югу от Копенгагена) наблюдается лишь контакт датского яруса с маастрихтом, контакт с более молодыми осадками отсутствует; кроме того, на границе маастрихта и датского яруса обнаружены слабые следы размыва. Некоторые скважины в одном разрезе вскрыли контакты датского яруса с подстилающими и покрывающими отложениями, но эти разрезы отмечены перерывами. Таким образом, дефекты в понимании объема датского яруса заложены в его первоначальном определении. Чтобы выйти из этого круга неопределенностей, было предложено: 1) всю территорию Дании считать страторегионом датского яруса; 2) стратотипом его нижней границы считать разрез Най-Клэв на северо-западе Ютландии, где переход к маастрихту непрерывен; 3) верхней границей датского яруса считать подошву зеландского яруса Дании. По сути дела, объем датского яруса переопределен [Thomsen, 1981].

Комплекс планктонных фораминифер из различных разрезов датского яруса Дании включает *Globigerina eobulloides*, *G. danica*, *G. daubjergensis*, *G. triloculinoides*, *G. varianta*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. compressa*, *Guembelitra* spp., *Ghioguembelina* spp., достоверные акаринины не установлены. Эта микрофауна помещает отложения в пределы зон *Globigerina eugubina*, *Globorotalia pseudobulloides* и, возможно, *Globorotalia trinidadensis* [Berggren, 1962; Bang, 1969, 1971, 1979a, b].

Перк-Нильсен (Perk-Nielsen, 1969, 1979 a, b) с помощью наннопланктона подразделила датский ярус (в широком понимании) на 10 местных зон. По шкале Мартини [Martini, 1971] они соответствуют зонам *Marcalius inversus*, *Cruciplacolithus tenuis* и *Chiasmolithus danicus*. Более того, условно Перк-Нильсен допускает возможность корреляции самых верхних слоев датского яруса с зоной *Ellipsolithus macellus*, аналогом которой является фораминиферная зона *Globorotalia angulata* (в узком понимании). В подобной интерпретации датский ярус по крайней мере должен включать фораминиферную зону *Acarinina uncinata*.

Кроме планктонных фораминифер и наннопланктона, в отложениях датского яруса Дании встречаются динофлагеллаты. Датский ярус соответствует зоне *Danea mutabilis* с двумя подзонами и несколькими зонами [Hansen, 1977]. Однако эти подразделения еще не сопоставлены с зонами по планктонным фораминиферам и наннопланктону.

Стратотип монтского яруса Бельгии содержит крайне скудный планктон. Собственно стратотипа как такового сейчас не существует. Породы этого возраста вскрыты в районе Монса и Сипли несколькими неглубокими скважинами. Кроме того, имеются значительные противоречия в понимании объема монтского яруса. К монтскому ярусу в узком понимании относят только грубый известняк Монса — органогенный известняк с обильными гастроподами и пелещиподами (около 400 видов), бентосными фораминиферами (около 150 видов), морскими ежами, кораллами, мшанками и водорослями. Монтский ярус в широком понимании имеет трехчленное строение: туфы Сипли (калькарениты с прослоями водорослевых известняков), грубый известняк Монса, озерные известняки. Первоначально предполагалось, что эти три пачки могут быть фациальными аналогами, замещающими одна другую по простиранию. Бурение показало, однако, их истинное соотношение.

Противоречивые мнения о корреляции датского и монтского ярусов вызывали усиленный интерес специалистов к микрофауне последнего. Сведения о планктонных фораминиферах монтского яруса содержатся в целом ряде работ [Loeblich, Tappan, 1957; Hofker, 1959, 1961, 1966; Berggren, 1963, 1964; Meijer, 1969; El-Naggar, 1969; Moorkens, 1972]. Редкость и плохая сохранность раковин планктонных фораминифер в мелководных осадках привела подчас к явно ошибочным определениям. Так, Эль-Наггар [El-Naggar, 1969] сообщает о находке в туфах Сипли *Acarinina uncinata*, а Хофкер [Hofker, 1959] — *Globorotalia pseudomenardii*. Некорректность этих данных рассмотрена Берггеном [Berggren, 1963] и Муркенсом [Moorkens, 1972].

В настоящее время туфы Сипли с *Globigerina daubjergensis* и *G. triloculinoides*, несогласно располагающиеся на песчанике маастрихта, сопоставляются обычно с датским ярусом в узком понимании (т.е. с зонами *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidadensis*). Собственно монтский ярус (т.е. грубый известняк Монса) характеризуется *Globigerina daubjergensis*, *G. daubjergensis kozlowskii*, *G. triloculinoides*, *G. aff. varianta*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. cf. compressa*, *G. cf. imitata* и

коррелируется Муркенсом [Moorkens, 1972] с зоной *Acarinina uncinata*. Список планктонных фораминифер не дает однозначного основания для подобного вывода. В работе "Стратотипы палеогеновых ярусов" монтский ярус (в узком понимании) ориентировочно помещается в пределы верхней части зоны *Acarinina uncinata* — нижней части зоны *Globorotalia angulata*, т.е. допускается частичное перекрытие монтского и датского (в широком понимании) ярусов [Pomerol, 1981 с]. Условность всех этих построений достаточно очевидна.

В районе Монса грубый известняк монтского яруса несогласно сменяется глауконитовыми песками ланденского яруса. Тем не менее, по мнению Робашински [Robaszynski, 1981], статиграфически выше монтского яруса располагается зеландский ярус.

Зеландский ярус, стратотип которого находится в окрестностях Копенгагена, столь же беден планктонными микроорганизмами, как и монтский ярус. В основании зеландского яруса располагаются глауконитовые пески Леллинг, залегающие на размытой поверхности датских известняков. Выше следуют мергели Кертеминде. Заканчивается ярус серыми глинами, лишенными органических остатков. Среди фораминифер доминируют бентосные виды, из планктонных фораминифер интересно лишь упоминание *Globorotalia angulata* [Brotzen, 1948; Hansen, 1968]. Последнее указывает, что какая-то часть зеландского яруса находится в пределах зон *Globorotalia angulata* s. str. и *Globorotalia pusilla*. Редкий наннопланктон определяет возраст осадков в интервале верхней части зоны *Ellipsolithus macellum* и зоны *Fasciculithus tympaniformis*, хотя сами эти индекс-виды практически отсутствуют [Perch-Nielsen, 1979 a, b]. Не следует, однако, забывать, что выше располагаются немые глины зеландского яруса, которые уже могут принадлежать к верхнему палеоцену.

Страторегионом ланденского яруса является район Ланден к северо-западу от Льежа (Бельгия). Стратотип яруса как таковой неизвестен. Кроме того, существуют различные мнения об объеме этого яруса. Сводный разрез ланденского яруса в широком понимании состоит из трех толщ. Нижняя толща сложена глауконитовыми песками и мергелями и иногда выделяется в самостоятельный, но малоупотребимый геерский ярус. Средняя пачка представлена глинами, мергелями и известняками с морской фауной (морской ланден). Верхняя толща включает глины, песчаники и лигниты с пресноводной фауной (континентальный ланден). Две верхние толщи составляют ланденский ярус в узком понимании. Подстиляется ланденский ярус породами монтского яруса, маастрихта или кампана, а покрывается осадками ипрского яруса (нижний эоцен) или тонгрского яруса (олигоцен).

Планктонные микроорганизмы в осадках (морских) ланденского яруса встречаются редко. Среди планктонных фораминифер определены *Globorotalia pusilla*, *G. pseudomenardii*, *G. velascoensis* в сочетании с несколькими глобигеринами и акарининами [Kaschieter, 1961; Marlière, 1969; Moorkens, 1972], что указывает на положение яруса в интервале зон *Globorotalia pusilla*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis* (палеоцен). В образце, происходящем из средней части ландена (туфы Линсен), встречен наннопланктон зоны *Heliolithus riedeli* [Martini, 1977; Moorkens, Серек, 1975]. Последняя соответствует самой верхней части фораминиферовой зоны *Globorotalia pseudomenardii*. Различная интерпретация объема ланденского яруса, наличие континентальных осадков в его кровле и скудность планктона не позволяют составить мнение о его точном положении в стратиграфической шкале.

Стратотип тенетского яруса представляет собой комбинацию нескольких разрезов в береговых обрывах Северного моря (район Ипсвич, Англия). Ярус сложен мелководными тонкозернистыми глауконитовыми песчаниками, иногда глинистыми, обычно некарбонатными; максимальная мощность до 25 м. Они располагаются на размытой поверхности коньяк-сантонских мелоподобных известняков. Планктонные фораминиферы очень редки — *Globigerina triloculinoidea*, *G. aquiensis*, *G. chascanona*, *Acarinina* cf. *esnaensis*, *Globorotalia perclara* [Barr, Berggren, 1965; El-Naggar, 1967; Jenkins, Murray, 1981]. Они свидетельствуют лишь о верхнепалеоценовом возрасте отложений. Достаточно условно тенетский ярус коррелируется с зоной *Globorotalia pseudomenardii* [Hardenbol, Berggren, 1978; Jenkins, Murray, 1981; Pomerol, 1981 с; Curry et al., 1978]. Некоторым подтверждением служат данные по наннопланктону — в верхней части тенетского яруса обнаружен комплекс зоны *Heliolithus riedeli* [Martini, 1971].

Илердский ярус предложен сравнительно недавно с учетом развития нуммулитид

и альвеолин [Hottinger, Schaub, 1960]. Стратотипом его является разрез Тремпа на южном склоне Пиренеев (провинция Лерида, Испания). К северо-западу от него находится парастратотипический разрез Кампо (провинция Уэска). Морские мергели и известняки стратотипа илердского яруса (формация Ажер) подстилаются континентальными отложениями формации Тремпа (гарумнийская фация), а покрываются осадками лагун и эстуариев с пресноводными моллюсками (формация Монтаньяна).

Мергели и известняки илердского яруса содержат представительные комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона, изученные многими исследователями [Hillebrandt, 1965, 1975; Ferrer et al., 1973; Wilcoxon, 1973; Kapellos, Schaub, 1973; Le Calvez, 1975]. Поскольку стратотип и парастратотип илердского яруса Испании демонстрировались участникам XIII Европейского микропалеонтологического коллоквиума в 1973 г., их микропалеонтологическая характеристика была тщательно уточнена [Luterbacher, 1973]. В ходе коллоквиума автор ознакомился с разрезами, а позднее изучил комплексы планктонных фораминифер. Наши выводы вполне совпадают с мнением предыдущих исследователей — илердский ярус соответствует зонам *Globorotalia velascoensis*, *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*. О точном совпадении границ говорить трудно — илердский ярус подстилается и покрывается континентальными и лагунными осадками. Поэтому он может включать только верхи зоны *Globorotalia velascoensis* и нижнюю часть зоны *Globorotalia formosa*. Наннопланктон свидетельствует о принадлежности илердского яруса к зонам *Discoaster multiradiatus*, *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatus*, т.е. дает аналогичные возрастные рамки. Следовательно, илердский ярус включает верхнюю часть верхнего палеоцена и значительную часть нижнего эоцена в наиболее распространенном понимании этих единиц. Реакция на подобную ситуацию была неоднозначной. Первоначально авторы илердского яруса Хоттингер и Шауб [Hottinger, Schaub, 1960] рассматривали его в качестве самого верхнего подразделения палеоцена. На конференции в Париже (1974 г.) по стратиграфии палеоцена некоторые участники высказались за помещение илердского яруса в основание нижнего эоцена. Совсем недавно появилась третья точка зрения, пересматривающая объем илердского яруса [Plaziat, 1981]. К нему предлагается относить только его верхнепалеоценовую часть в объеме нуммулитовых зон *Nummulites fraasi* и *Nummulites praecursor*. Верхнюю часть илердского яруса (нуммулитовые зоны *Nummulites exilis* и *Nummulites involutus*) предлагается считать нижнеэоценовой (кюизский ярус). В этом случае граница палеоцена и эоцена будет проходить по подошве зоны *Globorotalia subbotinae* и совпадать с так называемым уровнем *Pseudohastigerina*.

Стратотип кюизского яруса приурочен почти к центру Парижского бассейна, находясь в стенке карьера на окраине маленького городка Кюиз (в 14 км восточнее Компьена). Пробуренная здесь же скважина позволила уточнить его мощность — 68 м. Кюизский ярус залегает выше так называемого спарнасского яруса, представленного песками, глинами и лигнитами с пресноводной и озерной фауной; между ними фиксируется небольшой перерыв. Отметим, что спарнасский ярус обычно рассматривается как фация верхней части тенетского яруса. Кюизский ярус перекрывается грубым глауконитовым известняком лютетского яруса. "Обычно допускается, что в пределах всего Парижского бассейна кюиз и лютет разделены перерывом в осадконакоплении" [Pomerol, 1981c, с. 70]. Сложен кюизский ярус исключительно песками и песчаниками. В нижней части они очень богаты пеллециподами и гастроподами (свыше 700 видов), мелкими и крупными бентосными фораминиферами (около 140 видов), зубами акул, мшанками и морскими ежами. В верхней части разреза пески тонко- и грубозернистые, нередко косослоистые, почти лишенные фауны.

Конечно, в столь мелководных осадках планктонные микроорганизмы встречаются редко и приурочены только к нижней части кюизского яруса [Brönnimann et al., 1968; Bignot, Moorkens, 1975; Bignot, Lezard, 1969; Bignot, Le Calvez, 1969; Blondeau et al., 1976]. Мелкорослые *Acarinia esnaensis*, *Globorotalia subbotinae*, *G. marginodentata*, *G. formosa gracilis*, *G. wilcoxensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Globigerina* spp. определяют возраст осадков в пределах зон *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia marginodentata*. К аналогичным результатам приводит изучение наннопланктона — зоны *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatus*. Но выше еще располагается толща песков, практически лишенная фауны и к тому же отделенная от лютета перерывом. Очевидно, в силу этих обстоятельств кюизский ярус считается аналогом всего нижнего эоцена, включая зоны *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*

[Pomerol, 1981 c]. С подобным выводом можно вполне согласиться, но вытекает он из косвенных соображений, а не из прямой палеонтологической характеристики стратотипа. Отсюда можно сделать и другой вывод — о качестве самого стратотипа и валидности кюизского яруса.

Спорные вопросы существуют вокруг объема ипрского яруса и местонахождения его типичных разрезов. Этот ярус рассматривается либо в узком, либо в широком понимании. Стратотип ипрского яруса *s. str.* находится в карьере на окраине г. Ипр во Фландрии (Бельгия). Здесь обнажается толща глин, алевроитовых и песчанистых глин, бедных органическими остатками (моллюски, фораминиферы, наннопланктон, динофлагелляты). Эти отложения располагаются на флювиоморских осадках ланденского яруса. Контакт с более молодыми отложениями в карьере отсутствует.

Стратиграфически выше ипрского яруса на территории Бельгии следует панизелийский ярус, стратотип которого находится в районе Монса. Это подразделение представлено осадками совсем иного литологического облика — песками и глинистыми песками. Изучение нуммулитов вскрыло существенные различия в микропалеонтологической характеристике нижней и верхней частей панизелийского яруса. Последняя из них содержит *Nummulites laevigatus* и потому позднее была объединена с брюссельским ярусом Бельгии (аналог лютетского яруса Франции). Нижняя часть панизелийского яруса включает многочисленные *Nummulites planulatus*. Поскольку редкие раковины этого вида встречаются и в ипрских глинах, ипр и нижний панизелий были объединены в одну единицу. Так появилась концепция ипрского яруса *s.l.*

В настоящее время она считается общепризнанной. Таким образом, ипрский ярус *s.l.* состоит из глинистой формации Ипр (ипрский ярус *s. str.*) и песчаной формации Мон-Панизель (нижний панизелий). Максимальная мощность глинистой пачки в Бельгии достигает 177 м, мощность песчаной пачки 64 м. Естественно, при слаборасчлененном рельефе и почти горизонтальном залегании нет ни одного разреза, в котором бы обнажался весь ипрский ярус *s.l.* И если стратотипом глинистой пачки, как указывалось, является разрез на окраине Ипра, то стратотип песчаной пачки был выбран далеко к востоку — у сел. Кото-де-Форе к югу от Брюсселя. В целом же лишь серия обнажений охватывает весь объем ипрского яруса *s.l.* как интервала между ланденским и брюссельским (лютетским) ярусами.

Планктон в мелководных осадках ипрского яруса очень беден [Kaaschieter, 1961; Berggren, 1969; Bignot, Lezaud, 1969; Moorkens, 1968]. Среди планктонных фораминифер установлены *Globorotalia cf. subbotinae*, *G. cf. marginodentata*, *G. pseudoscutula*, *Acarinina esnaensis*, *A. triplex*, *A. pentacamerata*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Globigerina* spp. Весьма приблизительно они определяют возраст осадков в пределах зоны *Globorotalia subbotinae* — зоны *Globorotalia palmerae*. Более точные сведения предоставляет наннопланктон. Нижняя глинистая формация (ипрский ярус *s. str.*) относится к зонам *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatum*, верхняя песчаная фация с *Nummulites planulatus* относится к зоне *Discoaster lodoensis* (нижний эоцен).

Ипрский и кюизский ярусы рассматриваются как полные возрастные аналоги. Поскольку первый из них был установлен значительно раньше (в 1850 г.), чем последний (в 1880 г.); кюизский ярус ставится в синонимизму ипрского яруса [Pomerol, 1981 c].

Лаппаран, установивший в 1833 г. лютетский ярус в окрестности Парижа, не указал точного местонахождения стратотипа. В качестве нового стратотипа лютета выбраны два обнажения на правом берегу р. Уазы, примерно в 50 км к северу от Парижа [Blondeau, 1964]. Лютетские осадки с размывом располагаются на тонкозернистых песках кюизского яруса и подразделяются на три части. Нижний лютет сложен грубым известняком с *Nummulites laevigatus*; породы песчаные, с глауконитом. В основании — пласт кварцево-глауконитовых песков. К среднему лютету относятся грубые и тонкозернистые органогенные известняки с *Orbitolites complanatus*, орбитолинами и милиолидами, переходящее в ракушечники. Верхний лютет представлен лагунными доломитизированными и окремненными известняками и мергелями с эвригалинной фауной. Общая мощность лютетских известняков достигает 50 м, они перекрываются песками оверзского яруса.

Мелководные известняки стратотипа лютетского яруса замечательны своей необычайно разнообразной фауной. Только одних моллюсков содержится около 1900 видов. Весьма разнообразны и фораминиферы (около 400 видов). Конечно, среди них полностью доминируют мелкие и крупные бентосные фораминиферы, а планктонные

виды редки и малопригодны для зональных определений [Brönnimann et al., 1968; Bignot, Le Calvez, 1969; Le Calvez, 1970]. Наннопланктон из базальных слоев лютетского яруса позволяет относить отложения к зоне *Discoaster subloboensis* [Bouche, 1962]. Корреляция лютетского яруса с зонами по планктонным фораминиферам, учитывая лишь данные по стратотипу, невозможна. Кавелье и Помероль [Cavelier, Pomerol, 1976] и Блондо [Blondeau, 1981] сопоставляют лютет с зонами *Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri* и *Globorotalia lehneri*. В таблице, подготовленной Биньо и Кавелье [Bignot, Cavelier, 1981], лютет соответствует только двум первым зонам. Подобные соотношения хотя и возможны, но недоказуемы. Можно лишь говорить о совпадении подошвы лютетского яруса с нижней границей зоны *Hantkenina aragonensis*, поскольку положение последней близко совпадает с подошвой наннопланктонной зоны *Discoaster subloboensis*.

Стратотипом оверзского яруса является песчаный карьер около Оверна-Уазе (Франция). Ярус сложен песками и косослойными песками с прослоями гравийного материала. Они относятся к фации верхней части шельфа и прибрежных пляжей эпиконтинентального бассейна с нормальной соленостью морской воды. Мощность 18 м. Подстилается оверз известняками лютетского яруса. Кровля его долгое время не была определена, сейчас она проводится по пласту ископаемой почвы. Пески содержат обильные моллюски (свыше 1000 видов) и довольно разнообразные мелкие бентосные фораминиферы (свыше 100 видов); нуммулитиды представлены лишь одним видом — *Nummulites variolarius*, известным уже в лютетском ярусе [Pomerol, 1981 a]. Планктонные фораминиферы и наннопланктон полностью отсутствуют. Помероль сопоставляет оверзский ярус с верхней частью зоны *Globorotalia lehneri* и нижней частью зоны *Orbulinoides beckmanni*, но подобное решение условно. По мнению этого исследователя, оверзский ярус представляет собой не более чем местное подразделение палеогена Парижского бассейна. Отметим в заключение, что "озерский ярус" в неостратотипе у Ронча (Северная Италия), предложенный позднее Фабиани, характеризуется значительно более широким стратиграфическим объемом.

Стратотип биаррицкого яруса находится в береговых обрывах к югу от Биаррица (Франция). Здесь обнажаются белые компактные известняки, содержащие водоросли, кораллы и нуммулитиды (*Nummulites brongniarti*, *N. perforatus*, *N. lyelli*, *N. striatus*, *Assilina exoneis*). В более мягких прослоях встречаются мелкие бентосные фораминиферы. Планктонные формы редки, плохой сохранности, что препятствует их точному определению. Залегает биаррицкий ярус на породах мезозойского возраста; непосредственно в разрезе Пейрбланк перекрывающие осадки отсутствуют. На крыльях пологой антиклинальной структуры Биарриц органогенные известняки замещаются глинистыми известняками и мергелями. Здесь планктонные фораминиферы несколько более обычны, но корреляция разрозненных обнажений становится затруднительной. Так, мергели Вилла Марбелла содержат ряд видов *Globigerapsis*, *Truncorotaloides*, *Globigerina*, etc., но вполне вероятно, что они занимают более высокое стратиграфическое положение, нежели известняки биаррицкого яруса.

По мнению Помероля [Pomerol, 1981 b], биаррицкий ярус имеет узкий стратиграфический объем, находясь в пределах фораминиферовой зоны *Globorotalia lehneri* и отвечая пограничным слоям наннопланктонных зон *Chiphragmalithus alatus* и *Discoaster tani nodifer*. Подобное заключение основано на косвенных соображениях и не вытекает из характера планктонных микроорганизмов в стратотипе биаррицкого яруса. Этот ярус Помероль считает эквивалентом верхнего лютета Парижского бассейна, из чего следует необходимость упразднения биаррицкого яруса.

Местонахождение стратотипа бартонского яруса (в Англии или во Франции) его автором (Майер-Эймар, в 1858 г.) указано не было. В настоящее время стратотипом бартонского яруса считаются береговые обрывы у гор. Бартон, Гемпшир, Южная Англия, а парастратотип выбран в заливе Алум на о-ве Уайт [Curry, 1958, 1981]. Здесь бартон сложен толщей глин с подчиненными прослоями песков и глауконитовых песков. Мощность его у Бартона 62 м, на о-ве Уайт возрастает до 105 м. Подстилается бартонский ярус песчано-глинистыми породами серии Брекльсхем, а покрывается (несогласно) суглинками и гравелитами четвертичного возраста. Ярус представляет собой единый седиментационный цикл. Он начинается глинами и песками с бедной звригалиновой фауной, не придающей ему четкой палеонтологической характеристики. Выше чисто морские осадки содержат богатую фауну — свыше 600 видов моллюсков и около 200 видов прочих групп организмов (остракоды, фораминиферы, мшанки и др.).

Верхняя часть (слои Ловер-Хедон) имеет озерное или континентальное происхождение и характеризуется харами, эвригалинными моллюсками и остатками млекопитающих.

Бентосные фораминиферы представлены двумя видами нуммулитов (*Nummulites rectus*, *N. prestwichianus*) и довольно разнообразными мелкими фораминиферами [Curry et al., 1978; Curry, 1981; Murray, Wright, 1974; Jenkins, Murray, 1981]. Из планктонных фораминифер обнаружена *Globigerina danvillensis* — вид с очень нечеткими морфологическими признаками и еще менее ясным интервалом стратиграфического распространения (средний эоцен — олигоцен). Присутствие этого вида не проясняет положения бартонского яруса в зональной шкале по планктонным фораминиферам.

Кёрри [Curry, 1981, с. 33] следующим образом оценивает корреляционные возможности бартонской фауны: "Бартонские слои дали богатую морскую фауну, но она состоит главным образом из эндемичных форм и содержит относительно мало видов, пригодных для корреляции на большие расстояния". В результате, "хотя стратотип и содержит четкую последовательность фаун, эта последовательность не может быть узнана уже за пределами Гемпширского бассейна. В настоящее время нам неизвестны руководящие виды, которые имели бы значение для широких региональных корреляций" (Там же, с. 31). Поэтому столь противоречивые мнения относительно корреляции бартонского яруса Англии с его возможными аналогами на континенте Европы. В разрезах палеогена Бельгии вообще не найдены толщи, которые бы достоверно сопоставлялись с бартоном. Кёрри и др. [Curry et al., 1978] коррелируют бартонский ярус с преимущественно озерными и континентальными осадками маринезийского и низами людийского ярусов во Франции; согласно Померолу [Pomerol, 1964, 1973] и Кавелье [Cavelier, 1979], нижняя часть бартонского яруса соответствует пескам оверзского яруса Франции.

Кёрри и др. [Curry et al., 1978] условно относят бартонский ярус к зонам *Orbulinoides beckmanni*, *Truncorotaloides rohri* и *Globigerapsis semiinvoluta* и к синхроничным им наннопланктонным зонам *Discoaster tani nodifer*, *Discoaster saipanensis* и *Chiasmolithus oamatuensis*. Единственным прямым доказательством в пользу подобного сопоставления являются данные Мартини [Martini, 1971], который обнаружил скудный наннопланктон зоны *Discoaster saipanensis* в нижней части верхнего бартона. Однако в этом случае можно говорить лишь о коррелятивном уровне, а не об определении объема бартонского яруса в рамках зональной стратиграфии.

Приабонский ярус установлен на севере Италии, у подножия южного склона Альп (район селений Приабона, Колли-Беричи и Брендоло). Стратотипический разрез его обладает целым рядом недостатков. Поэтому в страторегии (провинции Верона, Тревизо и Тренто) были предприняты исследования с целью обнаружения разреза с непрерывной последовательностью осадков. Такой разрез (парастратотип приабонского яруса) был найден у сел. Поссаньо в 50 км к северу от Падуи [Castelarin, Cita, 1969; Cita, 1969]. Разрез Поссаньо подвергся всестороннему биостратиграфическому изучению [Toumarkine, Bolli, 1970, 1975; Cita, 1975; Proto Decima et al., 1975; Braga et al., 1975; Herb, Hekel, 1975; Roth et al., 1971]. Здесь выделены зоны по наннопланктону и планктонным фораминиферам, с последними сопоставлена фауна нуммулитид.

Приабонский ярус в парастратотипическом разрезе состоит из трех литологических пачек: нижняя пачка мергелей Поссаньо сложена серо-голубоватыми и серо-зеленоватыми мергелями и глинистыми мергелями, переходящими вверх по разрезу в известковистые глины с отдельными прослоями песчанистых известняков и глин, мощность 580 м; средняя пачка известняков Сан-Жюстина представлена органогенно-обломочными известняками и отдельными прослоями глинистых известняков, мощность 120 м; верхняя пачка алевритовых мергелей характеризуется серыми и зеленоватыми мергелями с переменным содержанием алевритового, тонкопесчаного и органогенно-обломочного материала, мощность 25 м. Таким образом, общая мощность приабонского яруса превышает 700 м. Приабонский ярус согласно подстилается мергелями формации Скаля чинереа с фораминиферами зоны *Truncorotaloides rohri*. Менее ясен характер контакта с олигоценом. В кровле приабонского яруса располагается пласт брекчированных пород с обильными дискоциклинами, *Nummulites garnieri* и *N. fabianii retiatius*. Далее следует интервал без обнажений (около 10 м по мощности), сменяемый песками, глинами и мергелями с бедной фауной олигоцена.

В парастратотипе приабонский ярус разделяется на три зоны — *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cosoaensis* и *Globorotalia cunialensis* с типичными ассоциациями планктонных фораминифер. Последняя из зон охватывает верхнюю часть мергелей Поссаньо (около 260 м), известняки Сан-Жюстина и пачку алевроитовых мергелей. Она характеризуется комплексом фораминифер, переходным от эоцена к олигоцену. Типично эоценовые виды (*Globorotalia cosoaensis*, *G. cunialensis*, *Hantkenina* sp.) здесь ассоциируют с представителями планктона, получающими широкое развитие в олигоцене (*Globigerina ampliapertura*, *G. officinalis*). Базальные слои олигоцена содержат хотя и бедную, но обычную для олигоцена микрофауну — *Pseudohastigerina micra*, *P. naguewichiensis*, *Globigerina officinalis*, *G. galavisi*, *G. ampliapertura*, *G. brevispira*, *G. angustiumbilitata*, *G. praebulloides*.

Наннопланктон изучен только из пачки мергелей Поссаньо, которые отнесены к зонам *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*.

В нижней, большей по мощности части приабонского яруса, отвечающей зонам *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cosoaensis* и нижней половине зоны *Globorotalia cunialensis*, нуммулитиды отсутствуют. Они встречены лишь в слоях, соответствующих верхней части зоны *Globorotalia cunialensis*. В пачке мергелей Поссаньо (верхние 70 м) развиты *Nummulites variolarius*, *N. incrassatus ramondiformis*, *N. cunialensis*, *N. chavannesi*, *N. stellatus*, *N. pulchellus*, *N. bouillei*, *N. garnieri garnieri*, *N. garnieri inaequalis*; в отдельных прослоях многочисленны экземпляры *N. fabianii retiatius*. Чередуются прослои с преобладанием того или иного вида нуммулитов. Они сопровождаются представителями *Discocyclusina*, *Asterocyclusina*, *Spiroclypeus* и *Operculina*. В пачке известняков Сан-Жюстина состав нуммулитов обедненный — многочисленные *Nummulites fabianii fabianii* ассоциируют с *N. variolarius*, *N. incrassatus ramondiformis*, *N. incrassatus incrassatus*, *N. chavannesi*; продолжают встречаться виды *Discocyclusina*, *Asterocyclusina*, *Pellatispira*, *Spiroclypeus*, *Operculina*, *Heterostegina*. *Nummulites fabianii retiatius* полностью отсутствует. В пачке алевроитовых мергелей доминируют *Nummulites fabianii retiatius*, *N. garnieri inaequalis* и *N. incrassatus* в сочетании с более редкими *N. chavannesi*. Прочие крупные фораминиферы здесь отсутствуют. Исключение составляют дискоциклины из брекчированных пород в кровле этой пачки, однако нельзя исключать возможность переотложения.

Как видим приабонский ярус стоит особняком среди ранее рассмотренных ярусов палеогена. Его типичный разрез прекрасно обнажен (естественные выходы и карьеры), подошва и кровля яруса четко определены, дано зональное расчленение по планктонным микроорганизмам. Нуммулитиды из верхней части яруса предоставляют чрезвычайно ценную дополнительную информацию для решения вопроса о границе эоцена и олигоцена. Однако не следует забывать, что речь идет о парастратотипе приабонского яруса (разрез Поссаньо), выбранного сравнительно недавно (1968 г.) с учетом современных знаний о стратиграфии палеогена.

По мнению Кавелье [Cavelier, 1979], приабонский ярус северной Италии соответствует верхней части бартонского яруса s. l. (т.е. людийскому ярусу) Парижского бассейна, верхней части ассийского и нижней части тонгрского ярусов Бельгии, верхам бартона и низам латдорфского яруса на территории ФРГ и ГДР. К характеристике последнего из них мы и перейдем.

Стратотип латдорфского (латторфского) яруса находится на окраине сел Латдорф у северных отрогов Гарца (южная часть ГДР). Точнее сказать, находился, ибо карьер по разработке лигнитов с выходами пород латдорфского яруса прекратил свое существование уже в начале нашего столетия, т.е. стратотип латдорфского яруса практически недоступен для изучения уже свыше 70 лет. Породы палеогена выполняют небольшой грабен в мезозойских (триасовых) образованиях. Они подстилаются лигнитами и кварцевыми белыми песками, а покрываются четвертичными суглинками. В составе латдорфа различаются две пачки: нижняя пачка зеленых глауконитовых песков с известковыми конкрециями, мощность 4 м; верхняя пачка темных глинистых тонкозернистых песков, мощность 5 м [Ritzkowski, 1981 b].

Пескам латдорфского яруса свойственны моллюски, остракоды, бентосные фораминиферы. Моллюскам посвящены монографии Кёнена. Почти общепринято, что в последней монументальной его монографии латдорфские моллюски объединены с макрофауной различного возраста (средний эоцен — нижний олигоцен) из других местонахождений Северной Европы [Krutzsch, Lotsch, 1957]. Это послужило одной из причин противоречивого толкования возраста латдорфского яруса в пределах верхне-

го эоцена — нижнего олигоцена. Противоречия не сняты до сих пор, причем намечается несколько вариантов. Мартини и Ритцковски [Martini, 1969; Martini, Ritzkowski, 1968; Ritzkowski, 1981 b] помещают латдорфский ярус в основание олигоцена. Мартини изучил наннопланктон из раковин моллюсков, происходящих из коллекции Кёнена. Глауконитовые пески отнесены им к зоне *Ericsonia subdisticha* (без розетковидных дискоастеров), а вышележащие темные пески — к зоне *Helicopontosphaera reticulata*. Напомним, что подошва зоны *Ericsonia subdisticha* в шкале Мартини [Martini, 1971] практически совпадает с нижней границей олигоцена. Помероль [Pomerol, 1981 c] относит латдорфский ярус к самой верхней части верхнего эоцена, сопоставляя при этом зону *Ericsonia subdisticha* с верхнеэоценовой фораминиферовой зоной *Globorotalia cunialensis*. Кавелье [Cavelier, 1972, 1979], по сути дела, допускает два варианта. В первом случае латдорфский ярус охватывает верхи верхнего эоцена и, возможно, нижнюю часть олигоцена (т.е. равноценен тонгрскому ярусу Бельгии). Во втором случае латдорф соответствует большей части верхнего эоцена (т.е. приабонского яруса). Подобная точка зрения очень четко выражена Харденболем и Бергреном [Hardenbol, Berggren, 1978].

Отложения сходного облика обнажаются в нескольких разрезах на территории Брауншвейга и Вестфалии — Хельмстедт, Бюнде, Лерте и др. (ФРГ и ГДР). Почти все они содержат наннопланктон зоны *Ericsonia subdisticha* [Martini, 1969; Martini, Ritzkowski, 1968; Roth, 1970; Наг, 1972]. Из песчано-глинистых осадков разреза Хельмстедт указываются редкие планктонные фораминиферы — *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. danvillensis*, *G. praebulloides occlusa*, *G. praebulloides leroyi* [Marks, Vessem, 1971]. Но они мало что дают для точного определения возраста, указывая на верхнюю часть верхнего эоцена — олигоцен. Кавелье [Cavelier, 1972] предложил рассматривать Хельмстедтский разрез в качестве неостратотипа латдорфского яруса или даже выделить новый хельмстедтский ярус. Как справедливо замечают Брэбб [Brabb, 1969] и Ритцковски [Ritzkowski, 1981 b], установление неостратотипа привело бы к трудностям в стратиграфической номенклатуре.

Вероятно, наиболее сложной и запутанной проблемой ярусной стратиграфии палеогена Западной Европы является проблема соотношения и самостоятельности саннуазского, тонгрского, стампийского, рюпельского и хаттского ярусов, входящих в состав олигоцена.

Вряд ли есть необходимость повторять все аспекты дискуссии, ведущейся вокруг объема стампийского яруса и его соотношения с саннуазским и тонгрским ярусами. Они начались с того момента, когда д'Орбиньи (в 1852 г.) предложил выделить стампийский ярус, но сам же его и отверг, высказавшись в пользу тонгрского яруса. Эта дискуссия либо имеет исторический интерес, либо решает региональные вопросы сопоставления разнофациальных отложений на территории Франции и Бельгии. Рассмотрим объем стампийского яруса и характер его стратотипа, ибо этому ярусу было отдано предпочтение на международном симпозиуме по стратиграфии палеогена в Бордо (1962 г.). Современные представления о стампийском ярусе отражены в работах Кавелье [Cavelier, 1964, 1965, 1979, 1981].

Страторегионом стампийского яруса являются окрестности г. Этамп на севере Франции. Единого разреза как такового не существует. В состав стратотипа входит целая серия небольших обнажений. В скважине у сел. Лябатт мощность стампийского яруса оценена в 83 м (верхняя его граница здесь не ясна). Подошва стампийского яруса достаточно четкая, поскольку он подстилается гипсами и мергелями людийского яруса, относимого (достаточно условно) к верхнему эоцену. Положение кровли стампийского яруса весьма неопределенно, поскольку вся верхняя часть олигоцена в Парижском бассейне представлена континентальными и пресноводными фациями.

В плане геологического развития стампийский ярус может быть отнесен к одному седиментационному циклу. Начинается он лагунными зелеными циреновыми глинами, сменяемыми саннуазскими известняками, где появляются элементы морской фауны. Эти осадки составляют собственно саннуазский ярус, который в качестве самостоятельной ярусной единицы ликвидируется, а осадки его помещаются в основание стампийского яруса. Средняя часть стампийя представлена морскими фациями — мергелями, известняками, ракушечниками, песками и песчаниками с многочисленными моллюсками, мелкими бентосными фораминиферами, остракодами, мшанками. Верхний стампий сложен песками, известняками и ракушечниками с лагунной и озерной фауной.

Подразделение стампийского яруса на местные пачки основано на морских, солоноватоводных и пресноводных моллюсках (около 400 видов). Бентосные фораминиферы также довольно разнообразны — свыше 100 видов [Le Calvez, 1970]. Изменение их видового состава по разрезу, скорее всего, отражает вариации биоэкономической обстановки. Из планктонных фораминифер найдены единичные глобигерины. Имеются указания на находки наннопланктона, но определения его отсутствуют [Cavelier, 1981]. Таким образом, прямая корреляция с зональными шкалами по планктону невозможна. Основываясь на косвенных данных (обнаружение некоторых стампийских моллюсков и бентосных фораминифер в олигоценовых осадках с планктоном), Кавелье [Cavelier, 1981] коррелирует стампийский ярус с фораминиферовыми зонами *Globigerina taruriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura* и зонами *Helicopontosphaera reticulata*, *Sphenolithus predistentus* и *Sphenolithus distentus* (нижняя часть) по наннопланктону. Условность подобного сопоставления более чем очевидна.

Страторегионом рюпельского яруса является северо-восточная часть Бельгии (Лимбург). Здесь, в районе сел. Бильцен (восточнее г. Хасселт), находится серия обнажений, составляющих сводный разрез отложений рюпельского яруса. Они согласно подстилаются морским верхним эоценом, а к югу (Тонгр) и западу (Лувен) переходят на солоноватоводные и пресноводные осадки верхней части тонгрского яруса (очевидно, низы олигоцена). Менее четкой является верхняя граница рюпеля, поскольку пачка песков Айгенбильцен (верхний рюпель) литологически и палеонтологически плохо отличается от пачки песков Ворт, относимой уже к верхнему олигоцену. В более западных районах Бельгии рюпельский ярус несогласно срезается различными горизонтами миоцена и плиоцена.

В составе рюпельского яруса выделяются три толщи осадков. Нижняя представлена песками с пачкой глин (слои с *Nucula compta*) в средней части, мощность до 30 м. Средняя толща сложена исключительно глинами и алевроитовыми глинами (слои Бом). В районе стратотипа мощность глин Бом не превышает 30–50 м. К северу и северо-востоку, на границе с Нидерландами, мощность возрастает до 80–130 м. Заканчивается рюпельский ярус пачкой песков Айгенбильцен мощностью в несколько десятков метров.

Пески и глины рюпельского яруса характеризуются обильными моллюсками. Многочисленные бентосные фораминиферы (особенно из глин Бом) хорошо известны по монографии Батъеса [Batjes, 1958]. Аналогами глин Бом на территории Нидерландов, ФРГ и ГДР являются септариевые глины, бентосные фораминиферы которых описаны в ряде публикаций микропалеонтологов конца прошлого — начала нашего века. Однако упоминания о планктонных фораминиферах совершенно единичны. Непосредственно в глинах Бом установлены *Globigerina ampliapertura*, *G. ouachitaensis*, *G. praebuloides*, *G. leroyi*, *Globorotalia opima*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina gracillima* [Drooger, Batjes, 1959; Hofker, 1963; Hooyberghs, 1976]. Этот скудный комплекс не дает точного определения возраста в рамках зональной шкалы. Поэтому лишь в общих чертах можно согласиться с мнением Хойбергса [Hooyberghs, 1976], что рюпельский ярус соответствует четырем фораминиферовым зонам — *Globigerina taruriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura* и *Globorotalia opima*. Положение кровли рюпельского яруса в пределах зоны *Globorotalia opima* подтверждается изучением наннопланктона из верхней части рюпельских глин, но на территории ФРГ. Эти осадки относятся к зоне *Sphenolithus distentus* [Müller, 1971].

Фукс, предложивший в 1894 г. название хаттский ярус для отложений верхнего олигоцена, в качестве типовых разрезов назвал разрезы у Касселя и Бюнде (на территории ФРГ) и Ормой в Парижском бассейне. Первоначально предпочтение отдавалось пескам Касселя. Последующее изучение верхнеолигоценых отложений ФРГ показало, что самым лучшим разрезом являются обнажения холмов Доберг у г. Бюнде, Вестфалия (вниз по течению р. Везер от Касселя). Гёргес в 1957 г. посчитал вполне рациональным рассматривать разрез Доберг в качестве стратотипа (неостратотипа) хаттского яруса. Несколько позднее последовало общее признание этой точки зрения [Anderson et al., 1971].

Хаттский ярус обнажен в нескольких карьерах на склонах холмов Доберг и сложен преимущественно песчаными породами. Поэтому его нижняя граница с голубоватосерыми рюпельскими глинами прослеживается очень четко. Перекрывается хаттский ярус плейстоценовыми образованиями. Разрез хаттского яруса представляет собой чередование тонкозернистых известковистых кварцевых песков с подчиненными прос-

лоями ракушечников, детритусовых известняков и песчанистых мергелей. Общая мощность достигает 70 м.

Мелководные отложения стратотипа хаттского яруса богаты органическими остатками. Прежде всего это касается моллюсков, которые позволяют различать хатт А, В и С. Многочисленны остракоды (около 80 видов) и бентосные фораминиферы. Последние описаны из стратотипа Доберга, разреза у Касселя и ряда других местонахождений в смежных районах ФРГ и ГДР [Batjes, 1958; Grossheide, Trunko, 1965; Kümmerle, 1963; Kiesel, 1962; Indans, 1965; Ritzkowski, 1967, 1981 a]. В хатте В встречены первые представители миогипсинид — *Miogypsina septentrionalis* [Drooger, 1960]. Планктонные фораминиферы встречаются редко и бедны по систематическому составу. Очевидно, по этой причине мнения различных микропалеонтологов неодинаковы. Бергрэн [Berggren, 1969] сопоставляет хаттский ярус с зонами *Globigerina ampliapertura* (верхняя часть) и *Globorotalia orima*; Блоу [Blow, 1969] — с зонами *Globorotalia orima* и *Globigerina ciperoensis*; Дрогер и др. [Drooger et al., 1976] — с зоной *Globigerina ciperoensis*. По нашему мнению, планктонные фораминиферы указывают лишь на принадлежность к верхней части олигоцена.

Наннопланктон редок и плохой сохранности. Тем не менее, он дает достаточно обоснованное определение возраста осадков [Haq, 1972; Drooger et al., 1976; Martini, Müller, 1975; Müller, 1971]. Хатт А относится к зоне *Sphenolithus distentus*; хатт В и хатт С соответствуют зоне *Sphenolithus ciperoensis*. Как известно, самые верхи олигоцена относятся к нижней части зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*. В разрезе Доберга она не установлена, т.е. в стратотипе хаттского яруса отсутствует самая верхняя часть олигоцена.

Как видим, изучение планктонных фораминифер и особенно наннопланктона из стратотипов, парастратотипов и неостратотипов палеогеновых ярусов Западной и Южной Европы в известной мере уточнило их стратиграфический объем и положение по отношению к зональным шкалам по планктону, но не привело к кардинальному улучшению ярусной шкалы, не сняло множества допущений и неясностей. По сути дела, лишь объем приабонского яруса (в неостратотипе) установлен с необходимой точностью. Этого мы уже не можем сказать об илердском ярусе, ибо он покрывается и подстилается озерными и континентальными отложениями. Ясно, что в состав илерда входит целиком зона *Globorotalia subbotinae*, но принадлежат ли к этому ярусу зоны *Globorotalia velascoensis* и *Globorotalia formosa* полностью или частично, мы доказать не можем в силу замещения морских фаций озерными. В отношении же всех других ярусов удается лишь установить, что в их составе присутствуют те или иные зоны по планктону (или их части). Однако это стратиграфического объема каждого из ярусов не определяет, поскольку только отдельные прослои содержат планктон, а в основной части ярусов он отсутствует.

Противоречивое толкование объема западноевропейских палеогеновых ярусов по-прежнему остается главной бедой ярусной шкалы. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить интерпретацию объемов ярусов палеогена (в их стратотипах), предлагаемую Харденболом и Бергрэном [Hardenbol, Berggren, 1978], Биньо и Кавелье [Bignot, Cavelier, 1981] (табл. 4, вкл.). Они весьма различны. Различие во взглядах этих исследователей отражает реальные геологические трудности. Мы должны говорить именно об интерпретации материалов, когда появляются элементы субъективизма, а не о строгой научной трактовке фактических данных. Первичные материалы подчас таковы, что не допускают их однозначной объективной интерпретации. Мы имеем в виду реальные недостатки стратотипов палеогеновых ярусов. Они весьма разнообразны — отсутствие непрерывных разрезов, плохая обнаженность, чередование различных литофаций, чередование осадков различной солености, доминирование мелководных фаций, преимущественное развитие бентосных фаун, слабое распространение или полное отсутствие планктона. Даже в случае хорошей характеристики по планктону ярус может не соответствовать естественному этапу в развитии данной группы организмов (например, илердский ярус). Не представляется возможным говорить о соответствии западноевропейских ярусов этапам развития бентосных фаун, ибо для них не разработаны зональные шкалы, по крайней мере с провинциальной протяженностью стратиграфических единиц.

В интерпретации Харденбола и Бергрэна смыкаемость ярусов отсутствует, они разделены интервалами, не учтенными в стратиграфической шкале. В интерпретации Биньо и Кавелье наблюдается сходная картина, хотя эти интервалы выглядят менее зна-

чительными (между датским и тенетским ярусами, лютетом и бартоном, бартоном s. str. и приабонским ярусом). Наоборот, приабонский и латдорфский, стампийский и хаттский ярусы значительно перекрывают один другой. Достаточно очевидно, что западноевропейские ярусы (по их стратотипам) не образуют целостной шкалы, подразделения которой смыкаются своими границами.

Таким образом, краткий обзор западноевропейской, калифорнийской и крымско-кавказской ярусных шкал показывает, что ни одна из них не дает четкой последовательности естественных ярусных единиц. Нет субглобальной ярусной шкалы, которая с равным успехом могла бы применяться при стратиграфических исследованиях на континентах и в океанах. Поэтому-то в работах Проекта глубоководного бурения и наблюдается "прыжок" от зональных подразделений к подотделам палеогена, минуя ярусную категорию.

#### ШКАЛА ОТДЕЛОВ И ПОДОТДЕЛОВ ПАЛЕОГЕНА

Несмотря на имеющиеся разногласия в понимании стратиграфических объемов отделов и подотделов палеогена, ситуация в этом вопросе гораздо более простая, нежели в случае с ярусной шкалой.

Деление палеогена на три отдела (палеоцен, эоцен и олигоцен) общепринято. Представление о включении палеоцена в состав эоцена [Яншин, 1953] поддержки не встретило.

Граница маастрихтского и датского ярусов является, вероятно, наиболее резко выраженным рубежом во всем фанерозое. Официально датский ярус по-прежнему входит в меловую систему, но едва ли не во всех оригинальных публикациях настоящего времени он перемещается в палеоцен, т.е. подошва датского яруса является нижней границей палеоцена. Вообще говоря, этот случай чрезвычайно показателен, демонстрируя отставание деклараций официальной стратиграфии от насущных запросов геологической практики. В подавляющем большинстве случаев кровля палеоцена совпадает с подошвой зоны *Globorotalia subbotinae*. Введение в стратиграфическую терминологию илердского яруса внесло ненужные осложнения в эту проблему. Появились предложения о проведении границы палеоцена и эоцена в подошве илерда (т.е. где-то внутри зоны *Globorotalia velascoensis*) или в его кровле (т.е. где-то внутри зоны *Globorotalia formosa*). Впрочем, эти воззрения широкого распространения не получили.

Вопрос о положении границы эоцена и олигоцена достаточно просто решается в случае пелагических фаций, но он чрезвычайно запутан с точки зрения формальных стратотипов и исторических наслоений. В океанических бассейнах и в морских глубоководных осадках на континентах эта граница неизменно проводится по подошве зоны *Globigerina tapuriensis*, где развит типично олигоценовый комплекс планктонных фораминифер. По наннопланктону границей эоцена считается подошва зоны *Ericsonia subdisticha*, совпадающая с нижней границей зоны *Globigerina tapuriensis* [Крашенинников, Музылев, 1975]. Подошва зоны *Ericsonia subdisticha* определяется главным образом "отрицательными" данными — исчезновением розетковидных дискоастров. В зоне *Globorotalia cupialensis* они становятся немногочисленными, а иногда в силу экологических и палеоклиматических причин, очевидно, полностью отсутствуют. Поэтому некоторые авторы [Cavelier, 1972, 1975; Cavelier, Pomerol, 1976; Baumann, Roth, 1969] сопоставляют зону *Ericsonia subdisticha* по наннопланктону с фораминиферовой зоной *Globorotalia cupialensis* и границу эоцена и олигоцена проводят по кровле первой из них. В результате граница эоцена и олигоцена по наннопланктону получила двойственное истолкование — либо по подошве, либо по кровле зоны *Ericsonia subdisticha*.

С позиций западноевропейских стратотипов положение границы эоцена и олигоцена вызывало общеизвестные и длительные дискуссии. Они связаны со стратиграфической неопределенностью верхней границы людийского и бартонского s.l. ярусов и нижней границей стампийского, саннуазского, тонгрского, рюпельского и латдорфского ярусов, о которой говорилось на предыдущих страницах. В монографии Кавелье "Граница эоцена и олигоцена в Западной Европе" [Cavelier, 1979, с. 245] жирным шрифтом набрано: "В Европе граница эоцена и олигоцена находится в основании стампийского яруса". Субъективность подобного вывода достаточно очевидна — выше была показана неопределенность стратиграфического объема стампийского яруса и особенно нижней его части (саннуазская фация с солоноватоводной фауной).

Если уж подходить к установлению границы эоцена и олигоцена с позиций приоритета стратотипов, то чрезвычайно большое значение имело выделение неостратотипа приабонского яруса в Северной Италии. Здесь эта граница четко фиксируется кровлей приабонского яруса (т.е. совпадает в верхней границей зоны *Globorotalia cupialensis*), где заканчивается существование комплекс эоценовых планктонных фораминифер и нуммулитид. Именно на этом стратиграфическом уровне граница эоцена и олигоцена проводится в разрезах океанических осадков.

Мы не будем останавливаться подробно на положении границы олигоцена и миоцена (т.е. палеогена и неогена). В океанических осадках она неизменно проводится между фораминиферовыми зонами *Globigerina ciperoensis* (теперь выделяется также зона *Globorotalia kugleri*) и *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*. Установление первой из них в стратотипе хаттского яруса ФРГ, а второй — в стратотипе аквитанского яруса Франции аналогичным образом решает проблему границы олигоцена и миоцена и с точки зрения формального приоритета стратотипов.

Более сложен вопрос о стратиграфических объемах подотделов палеогена, причем в одних случаях причины носят формальный характер, в других — связаны с противоречивой интерпретацией масштабы изменения фауны на различных рубежах и иной корреляцией разрезов палеогена различных климатических поясов.

В отношении подотделов палеогена эти противоречия носят скорее формальный характер. Как правило, ранее в составе палеогена различались два подотдела — нижний и верхний. Типичным примером является палеоцен Крымско-Кавказской области, состоящий из нижнего палеогена (зоны *Globorotalia angulata* s.str. и *Globorotalia conicotruncata*) и верхнего палеогена (зоны *Acarinina subsphaerica* и *Acarinina acarinata*).

Отнесение к палеоцену датского яруса сразу же поставило новые номенклатурные задачи. И здесь намечилось по крайней мере четыре варианта. В первом случае палеоцен получил трехчленное деление: нижний подотдел в объеме датского яруса (с включением зоны *Acarinina uncinata* или без нее); средний подотдел, соответствующий нижнему палеоцену Крымско-Кавказской шкалы (иногда с добавлением зоны *Acarinina uncinata* или даже зоны *Globorotalia pseudomenardii*); верхний подотдел, отвечающий верхнему палеоцену Крымско-Кавказской области (иногда без зоны *Globorotalia pseudomenardii*). Подобная шкала палеогена применена в работах Лутербахера [Luterbacher, 1964] и ряда других микропалеонтологов. Во втором случае палеоцен сохраняет двухчленное строение, но термин "нижний палеоцен" относится уже к датскому ярусу (включая зону *Acarinina uncinata*), а "верхний палеоцен" соответствует нижнему и верхнему палеоцену Крымско-Кавказской схемы [Hardenbol, Berggren, 1978]. В третьем случае палеоцен также состоит из двух подотделов. Нижний из них включает датский ярус и нижний палеоцен Крымско-Кавказской области; верхний палеоцен соответствует таковому Крымско-Кавказской области [Крашенинников, 1977, 1978, 1980]. Наконец, в последнем случае палеоцен на подотделы вообще не подразделяется [Bignot, Cavelier, 1981], но это уже скорее уход от решения самой проблемы.

Эоцен неизменно делится на три подотдела — нижний, средний и верхний, однако в понимании их стратиграфических объемов существуют резкие различия, которые носят принципиальный характер и связаны с дефектами ярусов палеогена в их стратотипических разрезах.

В Англо-Парижском бассейне к нижнему эоцену относились ипрские (кюизские) отложения с *Nummulites planulatus*. Граница нижнего и среднего эоцена совпадает с подошвой зоны *Discoaster subloboensis* (лютетский ярус). Гораздо сложнее ситуация с границей среднего и верхнего эоцена. Исторически средний эоцен включает грубый известняк с крупными нуммулитами (лютетский ярус) Парижского бассейна и соответствующие ему песчаные толщи брюссельского, ледского и, очевидно, части веммельского ярусов Бельгийского бассейна. Стратиграфический объем среднего эоцена в этой интерпретации невелик. К верхнему эоцену принадлежат терригенные морские осадки с мелкими нуммулитами, солоноватоводные и озерные отложения (бартон и солент Англии, оверзский, маринезийский и людийский ярусы Парижского бассейна). Напротив, стратиграфический объем верхнего эоцена в подобном понимании весьма значителен.

Изучение разрезов палеогеновых отложений Средиземноморья уже в конце прошлого и начале нашего столетия привело к существенным коррективам объемов под-

отделов эоцена. Позднее они интерпретировались в рамках зональной шкалы по планктонным фораминиферам, хотя первоначальная основа подотделов эоцена Средиземноморья заключалась в фауне нуммулитид. Понимание нижнего эоцена осталось неизменным (интервал с *Nummulites planulatus*), но уточнились его границы — от подошвы зоны *Globorotalia subbotinae* до кровли зоны *Globorotalia aragonensis* s.l. В отложениях верхней части последней (зона *Globorotalia palmerae*, по терминологии Болли) *Nummulites planulatus* продолжает встречаться в массовом количестве экземпляров.

Граница нижнего и среднего эоцена, как и в Англо-Парижском бассейне, понималась как уровень появления *Nummulites laevigatus*. Средний эоцен рассматривался как эпоха исключительно широкого развития крупных нуммулитов, завершившаяся образованием известняков с *Nummulites gizehensis* в окрестностях Каира, давших строительный материал для древнеегипетских пирамид. Через много десятков лет после исследований Циттеля, по сути дела определившего кровлю среднего эоцена в Средиземноморье, было доказано, что уровень исчезновения *Nummulites gizehensis* соответствует кровле зоны *Truncorotaloides rohri*.

К верхнему эоцену относились осадки почти исключительно с мелкими нуммулитами. Последующее сопоставление с фораминиферовой зональной шкалой привело к выводу, что подошва верхнего эоцена Средиземноморья соответствует нижней границе зоны *Globigerapsis semiinvoluta*. Положение границы среднего и верхнего эоцена предельно четко выражено в стратотипе приабонского яруса на севере Италии, где она совпадает с границей между зонами *Truncorotaloides rohri* и *Globigerapsis semiinvoluta*.

Таким образом, в Средиземноморье соотношение стратиграфических объемов среднего и верхнего эоцена прямо обратно тому, что наблюдается в Англо-Парижском бассейне — крупный средний эоцен и сокращенный верхний эоцен. Границу среднего и верхнего эоцена в средиземноморском понимании в разрезах палеогена Англо-Парижского бассейна определить крайне затруднительно, ее можно только наметить. Но совершенно очевидно, что объемы среднего и верхнего эоцена в Средиземноморье и Англо-Парижском бассейне не совпадают.

В 50-х годах нашего столетия уже было достаточно очевидно, что средиземноморское деление эоцена на подотделы гораздо точнее отражает эволюционное развитие нуммулитов и планктонных фораминифер, нежели шкала эоцена Англо-Парижского бассейна. Очевидно, в этом кроется причина того, что средиземноморская шкала очень быстро получила признание на других континентах Мира. Прежде всего это касается такого классического региона распространения палеогена, как Карибский бассейн и побережье Мексиканского залива на территории США (см. табл. 1). Далее аналогичное деление эоцена на подотделы стало применяться на западном побережье Африки, в бассейне Индийского океана, в Японии, на тихоокеанском побережье США и т.д. [Крашенинников, 1969]. Именно эта шкала деления эоцена на подотделы используется в томах Проекта глубоководного бурения (см. табл. 2), позволяя единообразно расчленять и коррелировать эоцен Атлантического, Тихого и Индийского океанов [Крашенинников, 1977, 1978, 1980].

Средиземноморская шкала оказала обратное воздействие на понимание границы среднего и верхнего эоцена в Англо-Парижском бассейне. Некоторые авторы по-прежнему следуют исторической концепции, относя к среднему эоцену лютет, а оверзский, маринезийский и людийский ярусы Парижского бассейна и бартон и солент Англии помещая в верхний эоцен [Curry et al., 1978; Jenkins, Murray, 1981; Cavelier, 1979]. Однако права гражданства получило и противоположное мнение, т.е. к среднему эоцену относят лютет и бартон s. str., а верхний эоцен составляют лишь аналоги приабонского яруса [Pomerol, 1981c].

С целью установления положения границ подотделов эоцена разрезы палеогеновых отложений юга европейской части СССР, естественно, коррелировались со стратотипами ярусов Англо-Парижского бассейна. С нижним эоценом была сопоставлена зона *Nummulites planulatus* мелководных отложений Бахчисарайского стратотипа и зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia marginodentata* относительно глубоководных осадков Кубанского парастратотипа (см. табл. 1 и 3). Аналогом среднего эоцена (лютетского яруса) считались известняки зон *Nummulites distans* и *Nummulites polygyratus* в Бахчисарайском разрезе и мергели зон *Globorotalia aragonensis* и *Acarinina bullbrookii* в разрезе по р. Кубань. С верхним эоценом Англо-Парижского бассейна сопоставлялась толща осадков от зоны *Nummulites incrassatus* до кровли белоглин-

ской свиты в разрезе Бахчисарая и от зоны *Acarinina rotundimarginata* до "зоны" *Bolivina* в Кубанском разрезе [Решение..., 1963]. Много в этой корреляции было неверным, что объяснялось в первую очередь трудностями сопоставления разнофациальных осадков и отрицательными качествами стратотипов эоценовых ярусов Англо-Парижского бассейна.

Напротив, не представляло особого труда сопоставить карбонатные и глинистые осадки с планктонными фораминиферами Крымско-Кавказской области и Средиземноморья. Наше изучение палеогеновых отложений Сирии и АРЕ в период 1958–1961 гг. позволило установить несоответствие стратиграфических объемов подразделов эоцена средиземноморской шкалы и схемы деления эоцена, декларированной Палеогеновой комиссией МСК СССР (см. табл. 1 и 3).

Нижний эоцен Сирии и АРЕ включает четыре зоны – от зоны *Globorotalia subbotinae* до зоны *Globorotalia palmerae*, тогда как в СССР он ограничен зонами *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia marginodentata* [Крашенинников, 1964, 1965б, в; Крашенинников, Поникаров, 1964]. Обилие *Nummulites planulatus* в отложениях зоны *Globorotalia palmerae* лишь подчеркивает идентичность объемов нижнего эоцена Средиземноморья и Англо-Парижского бассейна [Крашенинников, Немков, 1975].

Средний эоцен Средиземноморья охватывает серию зон – от зоны *Hantkenina aragonensis* до зоны *Truncorotaloides rohri*, причем последняя из них и на территории АРЕ [Krasheninikov, Ponikarov, 1965], и на территории Сирии [Крашенинников, 1965б, в; Крашенинников, Немков, 1975] содержит обильные скопления *Nummulites gizehensis*. Объем среднего эоцена Крымско-Кавказской области совсем иной – зоны *Globorotalia aragonensis* и *Acarinina bullbrookii*. Средний эоцен Средиземноморья, очевидно, в связи с широким распространением крупных нуммулитов подчас рассматривается в качестве лютетского яруса. Так возникло представление о лютете в широком понимании. В действительности же этот лютет захватывает и какую-то часть послелютетских (верхнеэоценовых) отложений Англо-Парижского бассейна.

Верхний эоцен Сирии состоит из трех зон – *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia sosaensis* и *Globorotalia centralis* – *Globigerina gortanii*. Объем верхнего эоцена Крымско-Кавказской области значительно больший – от зоны *Acarinina rotundimarginata* до зоны *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин. Верхний эоцен Средиземноморья соответствует таковому Южной Европы (приабонский ярус в его стратотипе), но составляет какую-то часть верхнего эоцена Англо-Парижского бассейна. Сколько-нибудь надежная корреляция отложений этого возраста Средиземноморья и Западной Европы просто невозможна.

Несоответствие объемов нижнего эоцена Крыма и Парижского бассейна доказывалось характером наннопланктона и фауны нуммулитов. Уже в 1966 г. Шауб показал, что комплекс нуммулитов из местных зон *Nummulites planulatus*, *Nummulites distans* и *Nummulites polygyratus* (бахчисарайский и симферопольский ярусы Бахчисарайского разреза) обычен для нижнего эоцена (кюизский ярус) Западной Европы. В своей последней всеобъемлющей монографии Шауб [Schaub, 1981] очень подробно останавливается на этом вопросе и четко обосновывает кюизский (нижнеэоценовый) возраст известняков с *Nummulites distans* и *N. polygyratus*. К аналогичному выводу приводит изучение наннопланктона [Музылев, 1980]. В этих известняках симферопольского яруса (средний эоцен по шкале палеогена МСК) установлен наннопланктон зон *Marthasterites tribrachiatum* и *Discoaster lodoensis*. Именно данным зонам соответствует верхняя часть ипрского яруса (нижний эоцен) Англо-Парижского бассейна [Willems et al., 1981]. Зона *Discoaster sublodoensis*, установленная в основании лютетского яруса Парижского бассейна, фиксируется в подошве бодракского яруса Бахчисарайского разреза, намечая тем самым положение границы нижнего и среднего эоцена согласно западноевропейской и средиземноморской стратиграфическим шкалам. Что касается исторической границы среднего и верхнего эоцена в Парижском бассейне (т.е. границы лютетского и бартонского ярусов), то ее истинное положение в разрезах палеогена Крымско-Кавказской области определить вряд ли возможно. Напомним, что чисто условно эта граница отождествляется либо с подошвой зоны *Globorotalia lehneri* [Pomerol, 1981c], либо с ее кровлей [Hardenbol, Berggren, 1978; Blondeau, 1981]. В Крымско-Кавказской области данные уровни будут отвечать соответственно нижней и верхней границам зоны *Acarinina rotundimarginata*.

Если стратиграфические исследования палеогена европейской части СССР ориентировались на стратотипы Англо-Парижского бассейна, то корреляционные устремления

палеогеновой стратиграфии Камчатки и Сахалина были направлены на шкалы палеогена тихоокеанского побережья США и Японии. Однако в этих странах деление эоцена на подотделы было заимствовано из Средиземноморья и Карибского бассейна. Другими словами, расчленение палеогена Дальнего Востока идет (или пытаются идти) по пути средиземноморской шкалы палеогена. Вряд ли сейчас есть необходимость разбирать вопрос о правильности выделения нижнего, среднего и верхнего эоцена Камчатки и Сахалина по бентосным и скудным планктонным фораминиферам [Серова, 1969а, б; Serova, 1967]. Важно лишь подчеркнуть ориентацию на средиземноморскую шкалу.

Следовательно, получается нечто вроде "стратиграфических ножниц" — в пределах одной страны западные регионы ориентируются на шкалу эоцена Англо-Парижского бассейна, а восточные регионы — на калифорнийское (т.е. на средиземноморское) деление эоцена. В результате в понятия — нижний, средний и верхний эоцен европейской части СССР и Дальнего Востока вкладывается различный смысл. Однако эти противоречия понятны, очевидно, далеко не всякому геологу. Они мешают единой интерпретации хода геологической истории эоцена на территории СССР. Насущной задачей Палеогеновой комиссии МСК является унификация палеогеновых шкал европейской части СССР и Дальнего Востока. Мы глубоко убеждены, что эта унификация возможна не на основе шкалы палеогена Англо-Парижского бассейна, а на основе средиземноморской стратиграфической схемы. Распространившись едва ли не на все континенты и океаны, она, по сути дела, стала международной. Давно уже назрела необходимость привести понимание подотделов эоцена Крымско-Кавказской шкалы в соответствие с их интерпретацией в схеме эоцена Средиземноморья. Нет сомнения, что рано или поздно Палеогеновая комиссия МСК придет именно к этому решению.

В отношении подотделов олигоцена существует примерно та же ситуация, что и для подотделов палеоцена — противоречивое их понимание связано с формальными причинами. Первоначально, когда в составе олигоцена различались латдорфский, рюпельский и хаттский ярусы, ему было свойственно тройственное подразделение (нижний, средний и верхний олигоцен). Однако и тогда столь детальное расчленение вступало в противоречие с геологической практикой. Например, на территории СССР олигоцен практически подразделялся на два подотдела: нижний—средний и верхний. Положение латдорфа весьма неопределенно — он помещается, как говорилось выше, либо в верхний эоцен [Hardenbol, Berggren, 1978], либо в верхи верхнего эоцена — низы олигоцена [Pomerol, 1981c; Cavelier, 1979], либо в низы олигоцена [Martini, 1970]. Самое же главное — изучение планктонных микроорганизмов из олигоценовых осадков океанических бассейнов показало, что внутри олигоцена имеется лишь один уровень крупномасштабного изменения планктона (по крайней мере, планктонных фораминифер). Следовательно, реально в составе олигоцена можно различать лишь два подотдела. Поэтому в современной литературе могут встретиться преимущественно две точки зрения. Согласно первой из них, олигоцен на подотделы не подразделяется. Собственно, здесь выражен просто уход от необходимости решения проблемы подотделов олигоцена. Согласно второй, наиболее распространенной, точки зрения олигоцен включает два подотдела — нижний и верхний, причем граница между ними проводится либо по подошве зоны *Globigerina ampliapertura* [Hardenbol, Berggren, 1978], либо по кровле этой зоны [Pomerol, 1981c].

Как видим, относительно деления палеоцена, олигоцена и особенно эоцена на подотделы существуют достаточно различные мнения. Однако было бы грубой ошибкой видеть здесь первозданный хаос. Теперь необходимо ввести показатель распространенности того или иного мнения. В этом случае получается иная картина. Особняком стоят воззрения Палеогеновой комиссии МСК и некоторых геологов Англо-Парижского бассейна, проповедующих ортодоксальную точку зрения. Основная же масса специалистов Средиземноморья, Карибского бассейна, бассейнов Атлантического, Тихого и Индийского океанов придерживается очень близких взглядов на стратиграфическую шкалу палеогена, используя в своих практических исследованиях Средиземноморскую схему. По сути дела, она действительно перешла в ранг Международной стратиграфической шкалы палеогена.

Какой же представляется нам унифицированная субглобальная шкала палеогеновых отложений, призванная обслуживать стратиграфию континентов и океанов тепловодной области Земного шара? Контур ее ясно вырисовывается в свете последних достижений палеогеновой стратиграфии. Эти успехи отчасти связаны с континентами, но главным образом — с океаническими бассейнами. Субглобальный географический охват (за исключением арктических и антарктических районов), огромное разнообразие палеобиономических и палеоклиматических обстановок в пределах изученной области привели к качественно иному состоянию палеогеновой стратиграфии. Оно выразилось в переоценке корреляционных возможностей различных групп органического мира, роли формальных стратотипов, принципов рационализма и договоренности в построении стратиграфических шкал. В своих главных чертах палеогеновая шкала уже создана. Поэтому здесь мы не столько высказываем свое субъективное мнение о путях создания схемы расчленения палеогеновой системы, сколько даем оценку сложившейся за последнее время палеогеновой шкале со всеми ее достоинствами и недостатками.

Палеонтологической основой стратиграфической шкалы палеогена являются различные группы планктонных микроорганизмов. Напомним, что по планктонным фораминиферам и наннопланктону разработаны зональные схемы для всего палеогена, по радиолариям — для эоцена и олигоцена (см. табл. 2). Успешно создаются схемы расчленения палеогена по диатомеям и силикофлагеллатам (особенно для высоких широт). В качестве ортостратиграфической группы, составляющей непосредственную зональную первооснову шкалы, следует видеть планктонные фораминиферы, имеющие длинную историю тщательного изучения. Мы заранее предвидим возражения — при подобном подходе суживается возможность палеонтологического обоснования, намечается упрощенческая интерпретация стратиграфических единиц и т.д. Но обратимся к реальности — ни одна другая группа организмов (мелкие бентосные фораминиферы, нуммулитиды, моллюски, морские ежи, остракоды) не дает стратиграфических шкал, которые бы по своей разрешаемости и географической протяженности единиц были бы соизмеримы с зональными шкалами по планктону.

Стремление к комплексному обоснованию (с помощью разных групп фауны и флоры) стратиграфических подразделений выглядит весьма естественным и привлекательным, однако сразу же сталкивается с исключительно сложной проблемой синхронного или асинхронного развития различных групп фауны и флоры на геологических рубежах. Причем возникает необходимость анализа двух типов изменений — совпадения границ, на которых происходят эволюционные изменения разных групп органического мира, и совпадения масштабыности этих изменений. Из табл. 2 и 3 видно, что границы целого ряда зон по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиолариям совпадают, границы других зон не совпадают, хотя и находятся на близких уровнях. Мы сейчас не можем достоверно сказать, отражает ли это явление подлинное смещение во времени уровней эволюционного изменения различных групп планктона или же только методические особенности выделения зональных единиц. Еще труднее сделать вывод о характере изменения бентосных и планктонных групп, например нуммулитов и планктонных фораминифер, препятствием чему служит сам фактический материал. Так, прослойки нуммулитовых известняков среди глин, мергелей и мелоподобных известняков с обильным планктоном в разрезах палеогена Юга СССР (Армения) и Сирии позволяют скорее судить о том, какие виды нуммулитов свойственны тем или иным зонам по планктонным фораминиферам, но не о синхронном (или асинхронном) их изменении и точном совпадении границ или отсутствии такового [Крашенинников, Птухян, 1973; Крашенинников, Немков, 1975].

Не менее сложен вопрос о совпадении масштабыности изменений различных групп органического мира на стратиграфических рубежах. Сравнение этапности развития планктонных фораминифер и наннопланктона приводит к следующим выводам [Крашенинников, Музылев, 1975; Музылев, 1980]. По наннопланктону выделяются этапы первого порядка (датский, собственно палеоценовый, эоцен-раннеолигоценовый), а в пределах двух последних — этапы второго порядка (нижне- и верхнепалеоценовый, нижнеэоценовый, среднеэоценовый и верхнеэоценовый — нижнеолигоценовый, в средиземноморском понимании этих единиц). Они имеют свои полные аналоги среди этапов развития планктонных фораминифер, хотя некоторые уровни изменения слегка не совпадают (на границе среднего и верхнего эоцена в средиземноморском понимании)

или в различной степени растянуты во времени (на рубеже датского яруса и палеоцена, на границе нижнего и среднего эоцена). Но на рубеже эоцена и олигоцена фиксируется четкое несовпадение: здесь происходит кардинальная смена планктонных фораминифер; существенное изменение наннопланктона имело место несколько позднее.

К сравнению изменения планктонных фораминифер и нуммулитов можно подойти лишь в общем плане [Крашенинников, Птухьян, 1973]. Четко намечаются масштабные изменения обеих групп в подошве среднего эоцена (зона *Hantkenina aragonensis*), в подошве верхнего эоцена (зона *Globigerapsis semiinvoluta*). Выделенный по нуммулитам илердский ярус никак не вписывается в шкалу по планктонным фораминиферам. Поэтому для нижней половины нижнего эоцена нельзя исключать возможность одновременности принципиальных изменений этих двух групп. В массовом количестве нуммулитиды появились в Средиземноморской области лишь с основания верхнего палеоцена (зона *Cloborotalia pseudomenardii*). В плане развития нуммулитид данный рубеж представляется исключительно важным. По сути дела, подошву "нуммулитовой системы" (палеогена) нужно было бы проводить в основании верхнего палеоцена. На этом уровне планктонные фораминиферы обнаруживают четкое изменение, но оно второстепенное, затрагивающее лишь видовой состав. Прекрасный пример разномасштабности эволюционных преобразований разных групп микрофауны на одном и том же стратиграфическом рубеже!

К сожалению, появляются компилятивные работы [Голев, 1980], пренебрегающие разбором фактического материала. В них читателю предлагается идиллическая картина полнейшего совпадения рубежей изменения планктонных фораминифер и нуммулитов.

Таким образом, комплексный подход к обоснованию хроностратиграфических единиц палеогена очень привлекателен, но трудно применим на практике из-за явлений несовпадения изменения различных групп органического мира и разномасштабности этих изменений. Мы считаем, что в основе хроностратиграфической шкалы должна находиться ортостратиграфическая группа организмов. Схемы по другим группам фауны и флоры будут сравниваться (калиброваться) с главной (международной) шкалой. В равной степени необходимо сравнивать и анализировать, принимать во внимание масштабность изменения парастратиграфических групп органического мира. Вот в этом сказывается комплексное обоснование хроностратиграфической шкалы. Кстати сказать, большой опыт работы в этом направлении (по планктонным группам) накоплен в исследованиях по Проекту глубоководного бурения.

Каждое время нуждается в стратиграфической шкале определенной степени детальности. Требования нашего времени отличны от таковых пятидесятих или тридцатых годов. Не исключено, что дальнейшее изучение вопросов синхронности развития разных групп фауны и флоры приведет нас в будущем в каком-то ином выводу о базе стратиграфической шкалы палеогена. Сейчас ее рациональнее строить на основе ортостратиграфической группы планктонных фораминифер.

В основу хроностратиграфической шкалы палеогена мы помещаем наиболее обычный вариант зональной шкалы по планктонным фораминиферам, в одинаковой степени используемый на континентах и в океанических впадинах (см. табл. 4). Подразделения этой шкалы можно считать хронозонами. Дальнейшее ее совершенствование будет связано с изучением коррелятивных комплексов планктонных фораминифер для каждой из зон в различных климатических поясах и фациях, а также с построением филогенетических ветвей для данной группы микрофауны.

Хронозоны являются "элементарными ячейками" стратиграфической шкалы. Они объединяются в более крупные подразделения (ярусы, подотделы, отделы) с учетом масштабности изменения планктонных фораминифер на их границах. Эту проблему целесообразнее рассмотреть, начиная с отделов.

Внутри палеогена имеются два рубежа, отмеченные крупными изменениями планктонных фораминифер. Один из них находится в подошве зоны *Cloborotalia subbotinae*, определяя границу палеоцена и эоцена. На этом уровне появляется род *Pseudohastigerina* и большая группа новых видов *Globorotalia* (*subbotinae*, *marginodentata*, *formosa*, *quetra*, *wilcoxensis*), *Acarinina* (*camerata*, *pseudotopilensis*, *triplex*, *broedermanni*, *gravelli*), *Globigerina* (*prolata*, *collactea*, *compressaformis*) и т.д., а верхнепалеоценовые конические и линзовидные глобороталии, многие виды акаринии и глобигерин исчезают или резко сокращаются в количественном отношении. Здесь же имеет место кардинальная смена наннопланктона — граница этапов первого порядка, по Н.Г. Музылеву [1980]. Тем не менее в узком интервале изменение планктонных фораминифер

происходит постепенно. Эти переходные слои иногда выделяются в самостоятельные зоны — *Globorotalia aequa* [Шуцкая, 1970], *Globorotalia edgari* [Premoli Silva, Bolli, 1973], занимающие весьма неопределенное положение, но реально отражающие постепенность эволюционной смены.

Второй рубеж принципиального изменения фораминифер внутри палеогена маркируется подошвой зоны *Globigerina tapuriensis*, намечая границу эоцена и олигоцена. У этой границы вымирают представители родов *Globigerapsis*, *Globigerinathesa*, *Hantkenina*, *Cribrohantkenina*, виды группы *Globorotalia cerroazulensis*, ряд видов *Globigerina* и *Globigerinita*, т.е. высокоспециализированный планктон верхнего эоцена. Появляется род *Cassigerinella* и целый ряд новых видов *Pseudohastigerina* (*barbadoensis*, *naguevichiensis*), *Globigerina* (*officinalis*, *ampliapertura*, *tapuriensis*, *prasaepis*, *anguliofficialis*, *brevis*), *Globigerinita* (*riveroae*), *Globorotalia* (*permicra*, *gemma*, *munda*). Чрезвычайно резко меняется фауна крупных фораминифер — вымирают все дискоциклиниды, род *Pellatispira*, ряд видов *Nummulites*; у этого рубежа (или несколько выше его) мощное развитие получает семейство лепидоциклинид. Однако наннопланктон, как указывалось выше, на уровне подошвы зоны *Globigerina tapuriensis* меняется слабо. И здесь фауна планктонных фораминифер изменяется постепенно. Осадки зоны *Globigerina gortanii* — *Globorotalia centralis* представляют собой переходные слои от эоцена к олигоцену. В них уже отсутствует *Cribrohantkenina*, редки экземпляры *Globigerapsis* и *Hantkenina* и появляются немногочисленные олигоценовые *Globigerina ampliapertura*, *G. officinalis*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia gemma*.

Как видим, объемы палеоцена, эоцена и олигоцена очень близки к традиционным (см. табл. 4), но границы их точно совпадают с границами фораминиферовых зон. В этом — существенное отличие от взглядов Помероля [Pomerol, 1981c], Харденболя и Бергрена [Hardenbol, Berggren, 1978], которые считают подобные совпадения не обязательными.

Проблема подотделов палеогена гораздо более сложна, и в некоторых случаях сейчас можно предложить альтернативное решение.

Именно с подобной ситуацией мы встречаемся в палеоцене. Уровень эволюционного появления конических и линзовидных килеватых глобороталий четко делит его на нижний подотдел (от зоны *Globigerina eugubina* до зоны *Acarinina uncinata*) и верхний подотдел (от зоны *Globorotalia angulata* до зоны *Globorotalia velascoensis* включительно). Этому уровню следует придавать очень важное значение, ибо конические и линзовидные глобороталии в значительной степени определяют палеонтологическое лицо верхнего палеоцена, нижнего и среднего эоцена. По эволюционному развитию наннопланктона палеоцен также подразделяется на две единицы крупного стратиграфического ранга (этапы первого порядка, по Н.Г. Музылеву [1980]). Однако граница между ними немного смещена во времени по отношению к уровню принципиального изменения планктонных фораминифер. Если для последних таким уровнем является подошва зоны *Globorotalia angulata* s. str., то для наннопланктона — кровля этой зоны.

Но в палеоцене имеется и второй уровень существенного изменения планктонных фораминифер, совпадающий с подошвой зоны *Globorotalia pseudomenardii*. Правда, он не связан с исчезновением или появлением родовых единиц, но видовой состав трансформируется очень сильно. Здесь исчезают *Globorotalia angulata*, *G. conicotruncata*, *G. pusilla*, *G. ehrenbergi*, *G. kubanensis*, *Globigerina varianta*, *G. trivialis*, *G. triloculinoides*, *G. pseudobulloides* и др. и получает развитие совершенно новая группа видов *Globorotalia* (*pseudomenardii*, *velascoensis*, *elongata*, *imitata*, *convexa*, *laevigata*, *occlusa*, *pasionensis*, *apantesma*), *Acarinina* (*mckannai*, *intermedia*, *whitei*), *Globigerina* (*nana*, *velascoensis*, *pileata*, *vacuana*, *chascanona*, *quadritriloculinoides*). В результате верхний палеоцен, в только что предложенном понимании, в свою очередь, может быть подразделен на средний палеоцен (зоны *Globorotalia angulata* s. str. и *Globorotalia pusilla*) и верхний палеоцен (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*). У нижней границы зоны *Globorotalia pseudomenardii* происходит весьма заметное обновление наннопланктона (этап второго порядка по Музылеву [1980], но все же менее резкое, нежели у кровли зоны *Globorotalia angulata* s. str. Напомним, что в отложениях зон *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis* впервые получили широкое распространение нуммулиты. Эти палеонтологические события у нижней границы зоны *Globorotalia pseudomenardii* (т.е. зоны *Acarinina mckannai* на территории СССР) хорошо объясняют, почему собственно палеоцен (без датского яруса) в стра-

тиграфической шкале палеогена СССР подразделяется на нижний и верхний подотделы.

Таким образом, мы стоим перед дилеммой расчленения палеоцена либо на два, либо на три подотдела. Нам представляется, что двучленное подразделение палеоцена (включая датский ярус) выглядит более рациональным. Во всяком случае, изменение планктона в подошве зоны *Globorotalia angulata* более масштабно по сравнению с таковым в подошве зоны *Globorotalia pseudomenardi*.

Эоцен имеет традиционное трехчленное деление, и дискуссионные вопросы переносятся в сферу определения стратиграфических объемов подотделов. В пределах эоцена четко видны два уровня принципиальных изменений фауны планктонных фораминифер.

Первый из них находится в основании зоны *Hantkenina aragonensis* (т.е. в подошве зоны *Acarinina bullbrooki* по шкале палеогена СССР). Здесь меняется как видовой, так и родовой состав планктонных фораминифер. На этом уровне получают развитие новые роды — *Hantkenina*, *Truncorotaloides*, *Globigerapsis*, *Globigerinathea*, *Clavigerinella* — и целый ряд представителей родов *Globorotalia* (*renzi*, *spinulosa*, *spinuloinflata*, *bolivariana*), *Acarinina* (*bullbrooki*, *multicamerata*), *Pseudohastigerina* (*micra*), *Globigerina* (*boweri*). Многие виды, характерные для подстилающих отложений зоны *Globorotalia aragonensis*, резко сокращаются по количеству экземпляров (*Globorotalia aragonensis*, *Acarinina pentacamerata*, *A. aspensis*, *A. broedermanni*, *A. interposita*) или исчезают совсем (*Globorotalia palmerae*, *G. marksi*, *G. quetra*, *G. planiconica*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Acarinina soldadoensis*, *A. gravelli*, *Globigerina inaequispira*). На этом же уровне (в зоне *Discoaster sublodoensis*) существенные изменения претерпевает наннопланктон (этап второго порядка по Музылеву [1980]), а также нуммулиты, среди которых появляются *Nummulites laevigatus*, *N. perforatus*, *N. gizehensis*, *N. millescaput*, *N. uroniensis*, *N. gallensis*, *N. formosus*, *N. discorbinus*. Напомним, что рассматриваемый рубеж соответствует подошве лютетского яруса Парижского бассейна, традиционно принимавшейся за границу нижнего и среднего эоцена.

Второй уровень принципиального изменения планктонных фораминифер соответствует границе зон *Truncorotaloides rohri* и *Globigerapsis semiinvoluta*. У этого рубежа вымирают все представители родов *Acarinina* и *Truncorotaloides* и группа линзовидных килеватых глобороталий (*Globorotalia lehneri*, *G. spinulosa*, *G. renzi*), появляются новые виды *Hantkenina* (*suprasuturalis*, *primitiva*), *Globigerapsis* (*semiinvoluta*), *Globigerinathea* (*lindiensis*), *Globigerinita* (*africana*), *Globigerina* (*ouachitaensis*, *tripartita*, *gortanii*, *angiporoides*), группа *Globorotalia* (*cerroazulensis*, а несколько выше рассматриваемого уровня — род *Cribohantkenina*). Наряду с планктонными фораминиферами меняется и наннопланктон, несколько предвзято это событие во времени, — подошва зоны *Discoaster barbadiensis* смещена по отношению к нижней границе зоны *Globigerapsis semiinvoluta* (этап второго порядка в развитии наннопланктона, по Музылеву [1980]). В кровле зоны *Truncorotaloides rohri* заканчивает свое существование группа крупных нуммулитов (*Nummulites gizehensis*, *N. perforatus*, *N. gallensis*, *N. discorbinus*, *N. brongiarti*) и лишь *N. millescaput* продолжает встречаться и в более молодых отложениях. К сожалению, дефекты самого фактического материала не позволяют сейчас сопоставить уровни изменения нуммулитид и планктона с необходимой точностью.

Масштабность изменения планктонных фораминифер в подошве зоны *Globorotalia aragonensis* и подошве зоны *Acarinina rotudimarginata*, которые в шкале палеогена СССР рассматриваются соответственно как границы нижнего и среднего, среднего и верхнего эоцена, несравненно более низкого порядка. Характеристика изменения планктона на этих уровнях будет дана при рассмотрении ярусных категорий палеогена.

Олигоцен по планктонным фораминиферам может быть подразделен только на два подотдела. Изменение микрофауны происходит в пределах зоны *Globigerina ampliapertura*, но масштабность его невелика. Подошву зоны не переходит род *Pseudohastigerina*, в кровле исчезают *Globigerina ampliapertura*, *G. ouachitaensis*, *G. senilis* и получают широкое распространение *Globorotalia opima*, *G. siakensis*, *Globigerina ciproensis* и *G. angulisuturalis*, характерные для верхней половины олигоцена. Поэтому границу нижнего и верхнего олигоцена можно проводить либо по подошве, либо по кровле зоны *Globigerina ampliapertura*. Последний вариант нам кажется наиболее

рациональным. Следовательно, нижний олигоцен соответствует интервалу от зоны *Globigerina tapuriensis* до зоны *Globigerina ampliapertura*, верхний олигоцен – интервалу от зоны *Globorotalia opima* до зоны *Globorotalia kugleri* s. str.

Дискуссионная проблема ярусов палеогена как бы распадается на две части. Как объединить фораминиферовые зоны в ярусы с учетом изменения микрофауны разной масштабности на их границах? Какие наименования использовать для этих ярусных категорий?

В отношении названий ярусов возможны два пути: 1) введение новых ярусных названий; 2) использование старых ярусных названий, но в новой интерпретации – через стратиграфические объемы фораминиферовых зон. При этом стратотип данного яруса должен находиться в пределах серии зон, составляющих ярус, или хотя бы частично ее захватывать. Второй путь представляется нам наиболее реалистическим. Из табл. 4 следует, что именно такого мнения придерживаются Помероль [Pomerol, 1981c], Харденболь и Бергрэн [Hardenbol, Berggren, 1978]. Объемы стратотипов палеогеновых ярусов весьма неопределенны и интерпретируются ими различным образом; в старые ярусные названия вкладывается новый смысл, определяемый через фораминиферовые зоны. Правда, еще сказывается влияние приоритета стратотипов, и границы палеоцена и эоцена, эоцена и олигоцена, нижнего и верхнего олигоцена попадают внутрь фораминиферовых зон. С учетом масштабности изменения планктонных фораминифер зоны объединяются в следующие ярусные категории.

Палеоцен включает три яруса. Нижний палеоцен соответствует датскому ярусу в объеме четырех зон: *Globigerina eugubina*, *Globorotalia pseudobulloides*, *Globorotalia trinidadensis* и *Acarinina uncinata*. В подошве зоны *Acarinina uncinata* происходит важное событие – широкое распространение получают виды *Acarinina*, составляющие существенный компонент палеоценовых, нижне- и среднеэоценовых комплексов планктонных фораминифер. По этому признаку датский ярус целесообразно делить на нижнедатский и верхнедатский подъярусы.

Верхний палеоцен состоит из зеландского и тенетского ярусов. Первый из них отвечает зонам *Globorotalia angulata* s. str. и *Globorotalia pusilla*, второй – зонам *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*. Коль скоро эти подразделения "претендуют" на роль подразделов палеоцена (среднего и верхнего), о чем говорилось выше, их интерпретация в ранге ярусов выглядит достаточно очевидной. Мы не согласны с мнением Харденболя и Бергрэна [Hardenbol, Berggren, 1978] и Помероля [Pomerol, 1981c], которые все четыре фораминиферовые зоны помещают в один тенетский ярус. Очень труден вопрос о ярусном наименовании для отложений зон *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla*. Мы предлагаем название "зеландский ярус", редко используемое в литературе, на том основании, что отложения яруса в стратотипической местности содержат скудный планктон, позволяющий рассматривать его в рамках зоны *Globorotalia angulata* по фораминиферам и зон *Ellipsolithus macellus* и *Fasciculithus tympaniformis* – по наннопланктону [Perch-Nielsen, Hansen, 1981]. Для стратиграфического интервала, отвечающего зоне *Globorotalia angulata* s. l., в отечественной литературе нередко используется термин монтский ярус. Подобное применение названия неправомерно, ибо стратотип монтского яруса находится в пределах верхней части зоны *Globorotalia trinidadensis* – зоны *Acarinina uncinata* и лишь теоретически может захватывать самые низы зоны *Globorotalia angulata* s. str.

Стратотип тенетского яруса отвечает какой-то части интервала зон *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*, что и позволяет использовать термин тенетский ярус для поздней части палеоцена.

Эоцен состоит из четырех ярусов – ипрского, лютетского, бартонского и приабонского.

Ипрский ярус понимается в объеме зон *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis* s. str. и *Globorotalia palmerae*, т.е. соответствует нижнему эоцену. Поэтому характеристика его границ аналогична той, которая была дана при анализе изменения планктонных фораминифер на рубеже палеоцена и эоцена, нижнего и среднего эоцена. Вероятно, с равным основанием для данного подразделения можно было бы применять название "кюизский ярус". Внутри яруса комплексы планктонных фораминифер заметно изменяются на границе зон *Globorotalia formosa* и *Globorotalia aragonensis*, что позволяет разделить его на нижнеипрский и верхнеипрский подъярусы. В первом из них доминируют линзовидные глобороталии (*Globorotalia subbotinae*, *G. formosa*, *G. wilcoxensis*, *G. marginodentata*, *G. lensitormis*), во втором –

конические глобороталии (*G. aragonensis*, *G. marksii*, *G. caucasica*) совместно с новыми видами *Acarinina* (*interposita*, *pentacamerata*, *aspensis*) и *Globigerina* (*pseudoeosaena*, *eosaena*, *turgida*, *inaequispira*). Тем не менее это изменение касается исключительно видового состава; к тому же, целый ряд видов *Globorotalia*, *Acarinina*, *Globigerina* и *Pseudohastigerina* является общим для нижне- и верхнепрского подъярусов. Изменение наннопланктона на рассматриваемом уровне совершенно второстепенное (низы зоны *Marthasterites tribrachiatus*).

Как говорилось выше, в шкале палеогена СССР подошва зоны *Globorotalia aragonensis* считается нижней границей среднего эоцена. Изменение планктонных фораминифер на этом рубеже несоизмеримо менее масштабно по сравнению с таковым в подошве зоны *Hantkenina aragonensis*. Достаточно очевидно, что с точки зрения эволюционного развития планктонных фораминифер граница зон *Globorotalia marginodentata* и *Globorotalia aragonensis* может рассматриваться не более как граница подъярусов, но не как граница подотделов эоцена (нижнего и среднего).

Лютетский и бартонский ярусы составляют средний эоцен. По планктонным фораминиферам его можно подразделить на пять зон. Изменения планктона на границах этих зон касаются только видового состава, одинаковой невысокой масштабности. Некоторым исключением является подошва зоны *Orbulinoides beckmanni*, где получает развитие род *Orbulinoides*, хотя он и представлен одним видом. Этот уровень, очевидно, и следует принимать за границу лютетского и бартонского ярусов. Таким образом, лютет понимается в объеме зон *Hantkenina aragonensis*, *Globigerapsis kugleri* и *Globorotalia lehneri*, бартон — в объеме зон *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri*. Границу лютета и бартона Помероль [Pomerol, 1981c] проводит в подошве зоны *Globorotalia lehneri*, Харденболь и Бергрэн [Hardenbol, Berggren, 1978] — в подошве зоны *Orbulinoides beckmanni* (см. табл. 4). Подобное противоречие отражает не только невозможность сопоставления стратотипов с зональной фораминиферной шкалой, но и отсутствие принципиальных изменений планктонных фораминифер в пределах среднего эоцена.

Масштабность изменения планктонных фораминифер в кровле или подошве зоны *Globorotalia lehneri* неизмеримо ниже, чем у нижней границы зоны *Hantkenina aragonensis*, и две первые из них могут трактоваться лишь в качестве границы между ярусами. Однако в шкале палеогена СССР подошва зоны *Globorotalia lehneri* (т.е. подошва зоны *Acarinina rotundimarginata*) рассматривается в качестве границы среднего и верхнего эоцена. В плане эволюционного развития планктонных фораминифер подобная точка зрения несостоятельна.

Приабонский ярус включает три зоны: *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia sosaensis* и *Globigerina gortanii* — *Globorotalia centralis*, т.е. его стратиграфический объем точно совпадает с таковым верхнего эоцена. Поэтому характеристика, данная выше эволюционному изменению планктонных фораминифер, наннопланктона и нуммулитид у нижней и верхней границ верхнего эоцена, полностью относится и к приабонскому ярусу. Вопрос о самостоятельности и естественности приабонского яруса очень просто решается и с позиции формального приоритета стратотипа в Северной Италии, и в плане эволюционного развития планктонных и бентосных микроорганизмов. В этом смысле приабонский ярус является приятным исключением. Пример верхнего эоцена показывает, что подотдел необязательно должен подразделяться на несколько ярусов. Внутри него изменения органического мира могут быть второстепенны, допуская лишь выделение зон, а сам подотдел равноценен ярусу. Однако в подошве и кровле приабонского яруса изменения микрофауны столь масштабны, что комплекс отложений одновременно получает и высокий ранг подотдела.

Олигоцен состоит из двух ярусов — стампийского в объеме зон *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii* и *Globigerina ampliapertura* и хаттского в объеме зон *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis* и *Globorotalia kugleri* s. str. Таким образом, стампийский ярус получает микропалеонтологическую характеристику нижнего олигоцена, а хаттский ярус — характеристику верхнего олигоцена. Напомним еще раз, что изменение планктонных фораминифер и наннопланктона на рубеже зон *Globigerina ampliapertura* и *Globorotalia opima* — второстепенного порядка. И если еще имеются некоторые основания рассматривать этот уровень в качестве границы ярусов (стампийского и хаттского), то мы делаем явное допущение, возводя его в высокий ранг границы между нижним и верхним подотделами олигоцена. Название "хаттский ярус" для верхней ярусной единицы олигоцена вполне правомерно — стратотип хаттского яруса

находится в пределах зон *Globobotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*. Гораздо сложнее ситуация с названием для нижней ярусной единицы. В сводных работах последних лет для нее используются названия либо рюпельского яруса [Hardenbol, Berggren, 1978], либо стампийского яруса [Cavelier, 1979; Pomerol, 1981c]. Вероятно, первый из терминов более широко распространен в геологической литературе, но он неизбежно ввергает нас в пучину бесконечной дискуссии о соотношении латдорфского и рюпельского ярусов и их месте в стратиграфической шкале. В этом смысле термин "стампийский ярус" более нейтрален. Стратотип его явно находится в пределах нижней половины олигоцена. Эти соображения и заставляют склоняться в пользу наименования "стампийский ярус" для обозначения нижней ярусной единицы олигоцена.

Как видим, в предлагаемой хроностратиграфической шкале палеогена все границы ярусов, подразделов и отделов совпадают с границами зон (хронозон) по планктонным фораминиферам (см. табл. 2 и 4). Далеко не все границы зон по наннопланктону и радиоляриям совпадают со стратиграфическими рубежами этой шкалы. Последнее несколько не свидетельствует о некорректном установлении зон по наннопланктону и радиоляриям, мы должны считаться с возможностью асинхронного развития (на каких-то этапах) различных групп планктонных микроорганизмов. Правомерно и иное решение проблемы хроностратиграфической шкалы палеогена. В качестве ортостратиграфической группы может быть выбран наннопланктон и в основу шкалы положены зоны (хронозоны) по наннопланктону. Нет никакого сомнения, шкала палеогена сохранит свой облик, практически идентичны будут ярусы, подразделы и отделы, но некоторые границы слегка изменят свое положение, определяясь хронозонами по наннопланктону. По этой шкале будет калиброваться зональная схема, основанная на планктонных фораминиферах, причем не всегда границы фораминиферовых зон будут точно совпадать с хроностратиграфическими рубежами данной шкалы. Современные представления об эволюционном развитии и зональных шкалах по планктонным фораминиферам и наннопланктону достаточно высоки. Поэтому решение многих проблем стратиграфической шкалы палеогена скорее перешло в сферу достижения договоренности, принятия согласованного официального решения.

Вполне вероятно, что для ярусов палеогена со старыми названиями, но в новой интерпретации через объемы зон по планктонным фораминиферам, необходимо установление типовых разрезов (неостратотипов). Пример приабонского яруса свидетельствует, насколько упрощаются стратиграфические построения, когда объем яруса в его стратотипе точно определяется серией зон по планктонным фораминиферам. Конечно, в Западной Европе подобных разрезов пелагических осадков с обильным планктоном нет. Их следует выбирать в Южной Европе, на Ближнем Востоке, в Крымско-Кавказской области. Так, по р. Хеу (восточнее Нальчика) в непрерывном разрезе прослеживаются все зоны по фораминиферам и наннопланктону для палеоцена и эоцена [Крашенинников, Музылев, 1975]. Точно так же все зоны палеоцена и эоцена наблюдаются в разрезе Маалюла, к северу от Дамаска (Сирия), где разрез сложен мягкими мелоподобными известняками и мергелями мощностью около 1400 м [Крашенинников, 1964]. В этих двух разрезах неостратотипы ярусов палеоцена и эоцена могли бы получить свое полное обоснование через зоны по планктонным фораминиферам и наннопланктону. Сложнее будет найти обнажение олигоцена в фации карбонатных илов. Осадки подобного облика развиты в Сирии по долине р. Евфрат, но они перекрыты более молодыми отложениями неогена. В разрезах же скважин (район Ракка) великолепно наблюдается вся последовательность зон по планктонным фораминиферам в пределах эоцена и олигоцена.

Важнейшей чертой современных стратиграфических исследований стала комплексность ее методического подхода. Показательно, что в зарубежной литературе появились такие термины, как многодисциплинарная стратиграфия, интегративная стратиграфия. Комплексность выражается в одновременном использовании различных групп фауны и флоры, что особенно наглядно видно на примере исследований по Проекту глубоководного бурения в океанах, в тесном объединении биостратиграфического, палеомагнитного, палеотемпературного методов и метода абсолютного возраста.

Большой шаг вперед сделала палеомагнитная стратиграфия палеогена. Первоначально шкала палеомагнитных инверсий палеогенового времени строилась главным образом на анализе магнитных полосовых аномалий в океанах [Heirtzler et al., 1968]. Зональное расчленение разрезов пелагических осадков с помощью планктонных микроорганизмов в сочетании с палеомагнитными исследованиями значительно уточнило

шкалу инверсий палеогенового времени. В палеомагнитных шкалах палеогена различных авторов явно намечаются большие сходства при второстепенных расхождениях [Hardenbol, Berggren, 1978; LaBrecque et al., 1977; Ness et al., 1980]. Достоинство палеомагнитной шкалы Лоури и Альвареса [Lowrie, Alvarez, 1981], последней по времени создания, заключается в том, что она базируется на конкретных разрезах палеогеновых отложений южного склона Альп и Апеннин (провинция Умбрия в Центральной Италии). С помощью планктонных фораминифер и нанноплактона здесь достигнуто зональное расчленение; параллельно проводились палеомагнитные исследования. Биостратиграфическим подразделениям свойственны характерные палеомагнитные события (см. табл. 4). В датском ярусе четко фиксируются три эпизода нормальной полярности (известный разрез Губбио). Отложения зеландского яруса (зоны *Globotalia angulata s. str.* и *Globotalia pusilla*) находятся в зоне обратной полярности. Тенетскому ярусу свойственны два эпизода нормальной полярности. Нижний эоцен (ипрский ярус) отличается быстрой переменной знака полярности. Лютетский ярус соответствует эпохе обратной полярности с эпизодом нормальной полярности в средней части. Бартонский и приабонский ярусы находятся в зоне нормальной полярности с быстрой переменной знака; особенно часто направление полярности меняется в верхней части среднего эоцена — низах верхнего эоцена. Нижний олигоцен (стампийский ярус) характеризуется обратной полярностью с несколькими эпизодами нормальной полярности в подошве и кровле этого яруса. Наконец, верхний олигоцен (хаттский ярус) отличается быстрой переменной знака полярности с преобладанием эпизодов нормальной полярности.

Безусловно, уже сейчас шкала палеомагнитных инверсий палеогенового времени найдет широкое применение в процессе стратиграфических исследований. Для окончательного становления этой шкалы необходимо дальнейшее комплексное (биостратиграфическое и палеомагнитное) изучение непрерывных разрезов палеогена, которые могут быть выбраны в целом ряде районов Средиземноморья, Ближнего Востока и Юга СССР.

Существенным элементом комплексных стратиграфических исследований в палеогене является определение абсолютного возраста осадков (K-Ar метод по глаукониту). Получены цифры, которые позволяют дать количественную оценку геологическим и палеонтологическим событиям [Kulp, 1961; Berggren, 1972a; Hardenbol, Berggren, 1978; Pomerol, 1978; и др.]. Не касаясь физической, минералогической и технической (лабораторной) сторон этой проблемы, попытаемся оценить надежность привязки образцов глауконита к стратиграфической, прежде всего зональной, шкале.

В целом для палеогена имеются определения нескольких сотен образцов глауконита, т.е. достаточно представительное количество. Их можно разбить на две неравные группы.

Первую группу составляют образцы глауконита из мелководных осадков стратиграфической местности палеогеновых ярусов Западной Европы — Франции, Бельгии, Англии, ФРГ [Odin, Curry et al., 1969; Odin, Gulinck et al., 1969; Odin et al., 1978; Odin, 1978; Bodelle et al., 1969; Bonhomme et al., 1968; Gramman et al., 1975; Kreuzer et al., 1973]. Распределение их по стратиграфической шкале весьма неравномерное. Для палеоцена абсолютные датировки практически отсутствуют. Имеется лишь несколько определений для тенетского яруса Англии; датировок для ланденского, зеландского, монтского и датского ярусов нет. Основная часть датировок относится к нижнему эоцену (ипрский и кюизский ярусы) и среднему эоцену (лютетский и бартонский *s. str.* ярусы). Для верхнего эоцена Южной Европы (приабонский ярус) определений абсолютного возраста не имеется. На территории ФРГ датировки по глауконитам происходят из аналогов латдорфского яруса (слои у Хелмстедт и Лерте к юго-востоку от Ганновера), а также рюпельского и хаттского ярусов. Для стампийского яруса Франции определений нет.

Ко второй группе принадлежит образцы глауконита, положение которых достоверно известно в рамках зональной шкалы по планктонным фораминиферам. Число их весьма невелико (верхний палеоцен и низы нижнего эоцена Нью-Джерси и Мерилэнда, США; нижний эоцен Нигерии). Харденболь и Бергрэн [Hardenbol, Berggren, 1978] приводят неопубликованные данные Гхоша, касающиеся датировок глауконитов из формаций Мидуэй (верхний палеоцен), Хатчитигби (нижний эоцен), Клейборн (средний эоцен), Джексон (верхний эоцен) и Виксбург (низы олигоцена) на побережье Мексиканского залива, США. По их сообщению, образцы глауконитов точно привязаны

заны к зонам по планктонным фораминиферам, но комплексы последних не приводятся. Невозможность ознакомиться с биостратиграфической основой работы Гхоша, естественно, заставляет критически относиться к результатам его исследования.

Современное состояние шкалы абсолютного времени для палеогена нельзя признать удовлетворительным. На предыдущих страницах было показано, сколь трудно найти место отдельным выходам палеогеновых пород из страторегионов Западной Европы в зональных шкалах по планктонным микроорганизмам. Поэтому и стратиграфическое положение образцов глауконита, взятых для абсолютных датировок, не может быть установлено с необходимой точностью. Для олигоцена, верхнего эоцена и особенно палеоцена излишне большую роль имеет интерполяция между далеко отстоящими точками — отдельными определениями глауконитов. В сложившейся ситуации исключительное значение приобретает изучение глауконита, происходящего из относительно глубоководных осадков, детально расчлененных с помощью планктонных микроорганизмов. Подобные отложения палеогена с глауконитовыми горизонтами развиты на территории Юга СССР (юг Русской платформы, Крым, Северный Кавказ). Особенно они многочисленны и выдержаны по простиранию в датском ярусе, собственно палеоцене и эоцене Сирии [Крашенинников, 1965а—в]. Определения абсолютного возраста по глауконитам, занимающим точное положение в зональных шкалах, очевидно, приводят к существенному улучшению временной канвы палеогена.

В табл. 4 биостратиграфические данные объединены с результатами палеомагнитных исследований и датировками абсолютного возраста. Все подразделения хроностратиграфической шкалы палеогена (от зоны до отдела) прослеживаются на континентах и в океанических впадинах тепловодной области Земного шара (тропический, субтропические и отчасти умеренные климатические пояса). С полным основанием эту шкалу можно считать субглобальной. На повестку дня встает вопрос о создании глобальной шкалы палеогена, включая высокоширотные арктические и антарктические области. Здесь планктон с известковым скелетом теряет свою высокую стратиграфическую разрешаемость, подчас вообще отсутствует в осадках. Ведущая роль переходит к планктону с кремневым скелетом, среди которого и надо искать ортостратиграфическую группу (радиолярии или диатомеи). Изучение кремневого планктона Южного океана показало, что его значение для расчленения палеогеновых осадков высоких широт соизмеримо с таковым известкового планктона в тепловодной области. Несомненно, что в скором времени местные схемы по кремневому планктону трансформируются в региональные и провинциальные, в полосе умеренных широт будут сопоставлены с зональными схемами по известковому планктону. В случае синхронного изменения различных групп планктона границы зональных подразделений будут совпадать, равно как и рубежи ярусов, подотделов и отделов. Можно будет говорить о подлинно глобальной стратиграфической шкале палеогена. Сейчас это только предположение. Но цель поставлена и пути решения задачи ясны. При современных стремительных темпах развития знаний очень скоро проявятся возможные варианты проблемы.

Перейдем теперь к обзору региональной стратиграфии палеогеновых отложений северо-западного сектора Тихого океана. Для этого будет применена рассмотренная выше стратиграфическая шкала (см. табл. 2 и 4). Она одина для всех океанических бассейнов, обрамления этих океанов, Карибского бассейна и Средиземноморья. На нее ориентируется палеогеновая стратиграфия Камчатки и Сахалина. Однако данная шкала существенно отличается от схемы палеогена Крымско-Кавказской области, официально утвержденной решением Палеогеновой комиссии МСК.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При обзоре стратиграфии палеогеновых отложений северо-западного сектора Тихого океана мы будем следовать от наиболее северных местонахождений палеогена к экваториальной полосе их развития. Сначала будет рассмотрен палеоген собственно Тихого океана, затем — краевого Филиппинского моря (рис. 4).

### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ КОТЛОВИНА

Скважины приурочены к периферии этой обширной абиссальной равнины, центральная ее часть не разбурена. Палеоген вскрыт скв. 183 (52° 34, 30' с. ш., 161° 12, 33' з. д., глубина океана 4708 м) у северного края Алеутской абиссальной равнины, в непосредственной близости от Алеутского желоба. Палеогеновые осадки мощностью 239 м залегают здесь на щелочных оливиновых базальтах, причем характер контакта остался неизвестен из-за плохого выхода керна [Creager, Scholl et al., 1973]. Осадочная толща представлена зеленовато-серыми глинами и алевролитами с прослоями тонкозернистых песков и может рассматриваться в качестве глубоководных турбидитов. В основании толщи располагается пласт белых наннопланктонных известняков, в кровле — пласт серого глинистого мела, обогащенного наннопланктоном. Последний является единственной группой микроорганизмов, присутствующих в осадке. Наннопланктон отличается крайне низким видовым разнообразием. Сфенолиты, дискоастеры и хеликопонтосфериды отсутствуют, доминируют плаколиты, что свидетельствует об умеренном или холодноводном температурном режиме поверхностных вод. Базальные слои осадков отнесены к верхней части нижнего эоцена — зоне

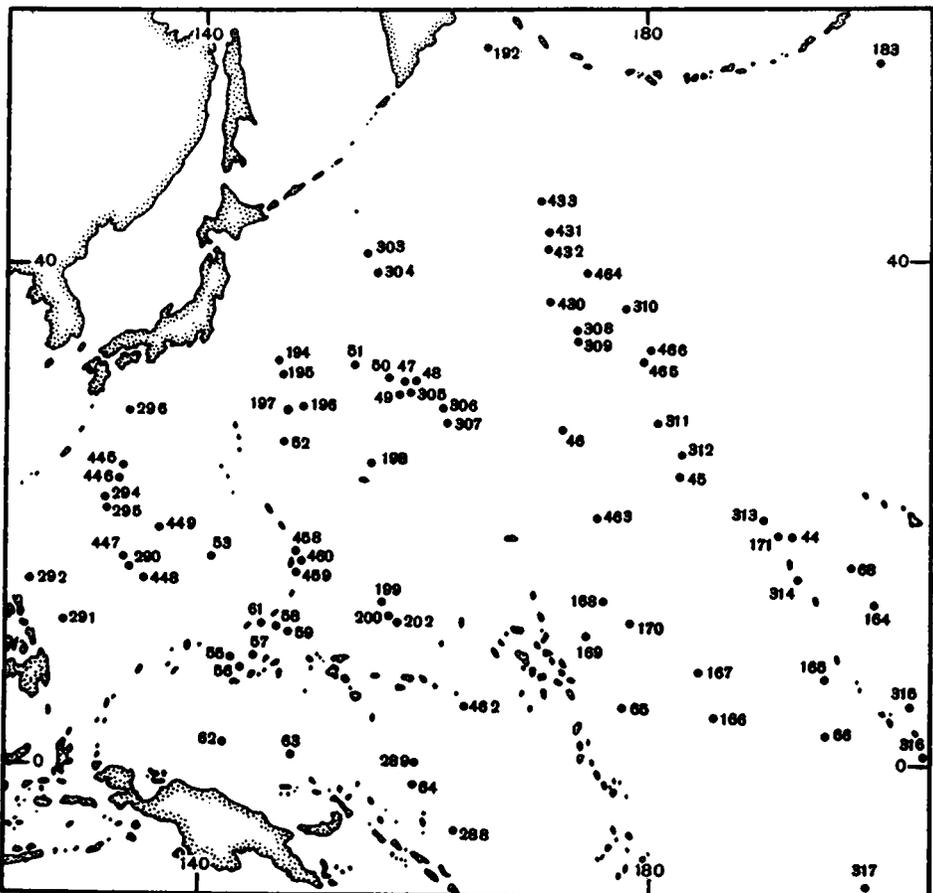


Рис. 4. Расположение скважин Проекта глубоководного бурения, вскрывших отложения палеогена

*Marthasterites tribrachiatus*, пласт мела — к нижнему олигоцену [Worsley, 1973]. Соотношение палеогена и неогена остается неясным, ибо выше этого пласта следует пачка (30 м) немых глин, сменяемых уже диатомовыми глинами среднего миоцена (рис. 5).

#### ИМПЕРАТОРСКИЕ ГОРЫ

В пределах цепи Императорских гор палеоген вскрыт несколькими скважинами (см. рис. 5). Наиболее северная из них, скв. 192, находится на вершине гайота Мейдзи ( $153^{\circ} 00$ ,  $57'$  с. ш.,  $164^{\circ} 42$ ,  $81'$  в. д., глубина океана 3014 м). Верхний мел и палеоген разделены здесь перерывом, из разреза выпадают палеоцен и низы нижнего эоцена. Верхний мел (маастрихт) сложен наннопланктонным мелом с редкими обломками глоботрункан и хетерохеликсов [Echols, 1973], но с богатым комплексом наннопланктона тропического облика [Worsley, 1973]. Выше несогласия следует пачка светло-серых и белых мелоподобных известняков и темно-серых и желтоватых известковистых глин мощностью около 85 м. Нижняя часть этой пачки характеризуется редкими мелкими *Acarinina pentacamerata*, *A. interposita*, *A. pseudotopilensis*, *A. aff. soldadoensis*, *A. sp.*, *Globorotalia planoconica*, *G. aff. lensiformis*, *Globigerina senni*, *G. eocaenica*, *G. aff. pseudoeocaena* и относится к нижнему эоцену (от обр. 192А-4-3, 124–126 см до обр. 192А-4-4, 120–122 см). Вышележащие осадки в интервале от обр. 192А-1-4, 50–52 см до обр. 192А-4-3, 30–32 см содержат лишь единичные мелкие *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina aff. pseudoeocaena*, *G. sp.* и могут быть помещены в средней — верхний эоцен. В кровле пачки (обр. 192А-1-2, 50–52 см) комплекс планктонных фораминифер несколько более разнообразен — *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *G. angiroides*, *Globorotalia permicra*. Совместное нахождение двух последних видов свидетельствует, что осадки принадлежат самой верхней части верхнего эоцена — нижнему олигоцену. Наннопланктонный мел покрывается серыми и зеленоватыми глинами, они лишены органических остатков и возраст их неясен.

К сожалению, планктонные фораминиферы нижнего эоцена — нижнего олигоцена в скв. 192 отличаются плохой сохранностью и точная их идентификация затруднительна, равно как и интерпретация их палеотемпературных особенностей. Наннопланктон лучшей сохранности. Систематический состав его обедненный. Термофильные элементы (дискоастеры, сфенолиты, понтосфериды и хеликопонтосфериды) редки или отсутствуют; преобладают виды умеренных широт — *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Lanternithus minutus*. Это позволяет Уорсли [Worsley, 1973] рассматривать климатические условия позднего нижнего эоцена как умеренно теплые и умеренные для позднего эоцена. Не исключено, что какая-то часть лежащих выше мощных (свыше 200 м) глин, лишенных органических остатков, относится к олигоцену. Исчезновение наннопланктона и планктонных фораминифер может быть связано с ухудшением климатических условий олигоценового времени.

В южной части Императорских гор палеогеновые отложения вскрыты скважинами на поверхности подводных вулканических гор. Они образуют нижнюю часть осадочного чехла, располагаясь на базальтовом основании. Возраст этих базальтов, очевидно, более поздний по сравнению с базальтами окружающих абиссальных равнин. Палеоген неизменно представлен мелководными осадками.

На подводной горе Суйко (скв. 433,  $44^{\circ} 46$ ,  $60'$  с.ш.,  $170^{\circ} 01$ ,  $26'$  в.д., глубина океана 1862 м) палеоген согласно располагается на щелочных базальтах гавайского типа. Характер контакта определяется тем обстоятельством, что два последних лавовых потока разделены пластом карбонатных песков, состоящих из продуктов разрушения рифовых построек и обломочно-вулканогенного материала. Выше базальтов следует пласт крепких мшанково-водорослевых калькаренитов, которые сменяются белыми, серыми и желтоватыми карбонатными песками и илами с желваками водорослей [Jackson, Koizumi et al., 1980; McKenzie et al., 1980]. Мощность 111 м. Карбонатные пески представляют собой слабощементированную породу, образованную стяжениями литотамниевых водорослей размером в несколько сантиметров, которые погружены в основную массу тонкого детритусового материала. Последний состоит из обломков пеллеципод, гастропод, морских ежей, литотамний в сочетании со мшанками, серпулидами, бентосными фораминиферами и остракодами. Карбонатные илы аналогичны по палеонтологическому содержанию, но размерность обломочных частиц значительно меньшая.

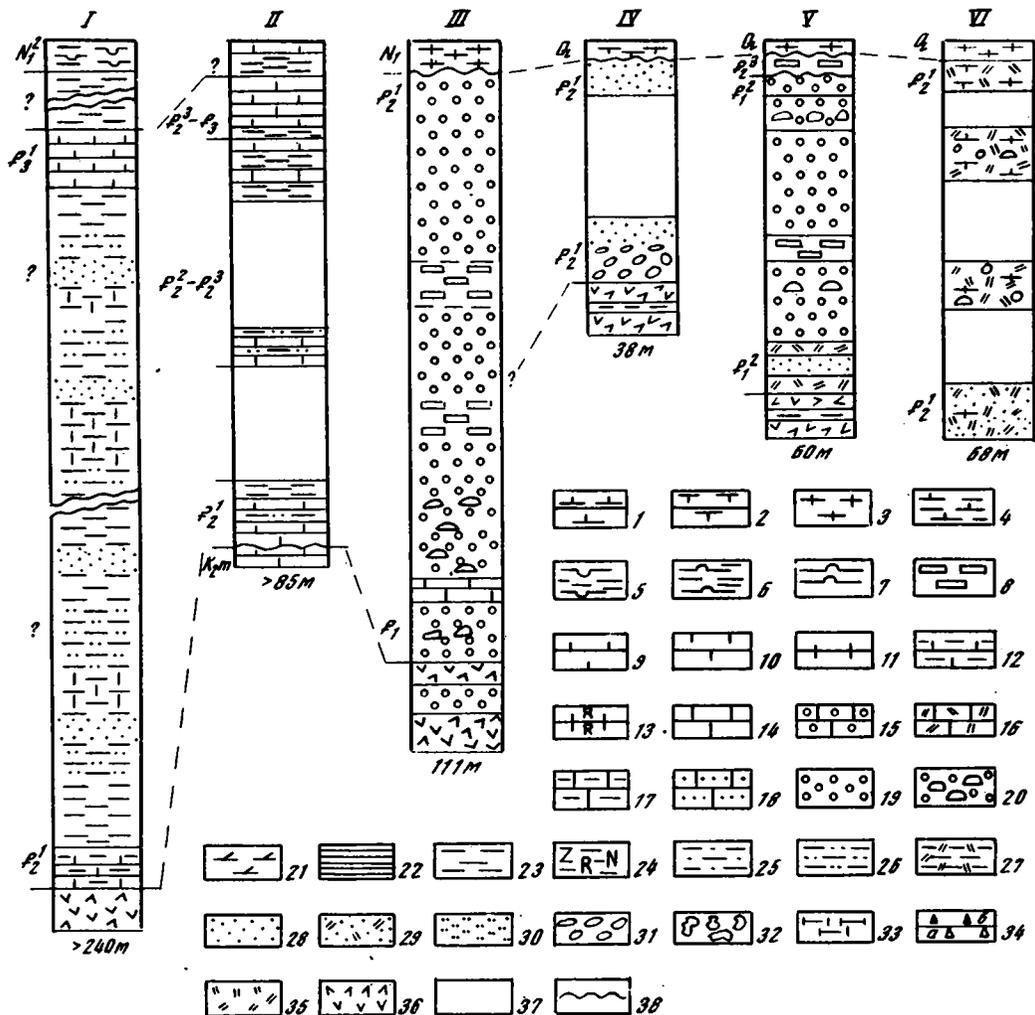


Рис. 5. Разрезы палеогеновых отложений Северо-Восточной котловины и Императорских гор  
 I - Алеутская равнина, скв. 183, глубина океана 4708 м; II - гайот Мейдзи, скв. 192, глубина океана 3014 м; III - гора Суйко, скв. 433, глубина океана 1862 м; IV - гора Нинтоку, скв. 432, глубина океана 1310 м; V - гора Одзин, скв. 430, глубина океана 1479 м; VI - гора Коко, скв. 308, глубина океана 1331 м

Условные обозначения к рис. 5-12: 1-8 - илы: 1 - наннопланктонные, 2 - фораминиферовые, 3 - нанно-фораминиферовые, 4 - глинистые наннопланктонные, 5 - глинистые диатомовые, 6 - глинистые радиоляриевые, 7 - радиоляриевые, 8 - известковые (преимущественно тонкий детритусовый материал); 9-13 - мел: 9 - наннопланктонный, 10 - фораминиферовый, 11 - нанно-фораминиферовый, 12 - глинистый наннопланктонный, 13 - нанно-фораминиферовый с радиоляриями; 14-18 - известняки: 14 - тонкозернистые, преимущественно пелагические, 15 - оолитовые, 16 - с туфовым и пепловым материалом, 17 - глинистые, 18 - песчаные; 19, 20 - оолитовые пески: 19 - слабосцементированные, 20 - со стяжениями водорослей; 21 - доломиты и доломитизированные породы; 22-27 - глины: 22 - преимущественно пелагические, 23 - гемипелагические, 24 - с наннопланктоном (N), радиоляриями (R), цеолитами (Z), 25 - песчаные, 26 - с алевритовым материалом, 27 - с пепловым и туфовым материалом; 28, 29 - пески и песчаники: 28 - полимиктовые, 29 - с вулканогенным материалом; 30 - алевриты; 31 - конгломераты (преимущественно вулканогенные); 32 - брекчии (преимущественно вулканогенные); 33 - турбидиты; 34 - порцелланиты (a) и кремни (b); 35 - туфы, туффиты, вулканические пеплы; 36 - базальты (редко андезиты); 37 - интервалы без отбора керна; 38 - несогласия. Цифра под колонкой - общая мощность осадков палеогена в данной скважине.

Индексы зон по фораминиферам: P1e - Globigerina eugubina, P1ps - Globorotalia pseudobulloides, P1t - Globorotalia trinidadensis, P2 - Acarinina uncinata, P3a - Globorotalia angulata, P3c - Globorotalia conicotruncata, P4 - Globorotalia pseudomenardii, P5 - Globorotalia velascoensis, P6 - Globorotalia subbotinae, P7 - Globorotalia formosa, P8 - Globorotalia aragonensis, P9 - Globorotalia palmerae, P10 - Hantkenina aragonis, P11 - Globigerapsis kugleri, P12 - Globorotalia lehneri, P13 - Orbulinoides beckmanni, P14 - Truncorotaloides rohri, P15 - Globigerapsis seminivoluta, P16 - Globorotalia coccaensis, P17 - Globigerina gortanii - Globorotalia centralis, P18 - Globigerina tapuriensis, P19 - Globigerina sellii, P20 - Globigerina ampliapertura, P21 - Globorotalia opima, P22 - Globigerina ciproensis, P23 - Globorotalia kugleri

Среди водорослей резко преобладают багряные водоросли (*Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Ethelia*); более теплолюбивые зеленые водоросли (*Halimeda*) встречаются редко. Также редки одиночные кораллы, колониальные кораллы полностью отсутствуют.

Органогенно-обломочные осадки возникли на вершине вулканического острова, обрамленного мшанково-водорослевыми рифами и превратившегося в процессе опускания в атолл. Глубины находились в пределах 5–30 м. Разрушение рифов привело к образованию карбонатных песков на склоне острова и тонких карбонатных илов во внутренней лагуне. Изучение распределения современных кораллово-водорослевых и мшанково-водорослевых рифовых построек в западной части Тихого океана показало, что первые из них приурочены к тропической полосе, вторые занимают более северное положение в пределах субтропических широт. На этом основании первоначальное положение вулканической горы Суйко определяется около  $26,9^{\circ} \pm 3,5^{\circ}$  с. ш. [McKenzie et al., 1980].

Разумеется, планктонные фораминиферы и наннопланктон в мелководных осадках горы Суйко очень редки. Вероятно, они заносились в лагуну волнами из открытого океана. Интерпретация возраста затрудняется также возможностью их переотложения в условиях высокой гидродинамической активности водной массы [Butt, 1980; Hagn et al., 1980; Takayama, 1980]. Среди планктонных фораминифер установлены *Globorotalia angulata*, *G. simulatilis*, *G. pusilla*, *G. conicotruncata*, *G. pseudobulloides*, *G. velascoensis*, *G. laevigata*, *G. elongata*, *G. aff. imitata*, *G. aequa*, *G. compressa*, *G. subbotinae*, *G. formosa gracilis*, *G. marginodentata*, *G. aragonensis*, *Acarinina* spp., *Globigerina triloculinoides*, *G. nana*. Они позволяют относить отложения к верхнему палеоцену (в пределах зоны *Globorotalia angulata* – зоны *Globorotalia velascoensis*) и нижнему эоцену (в пределах зоны *Globorotalia subbotinae* – зоны *Globorotalia aragonensis*). К аналогичным выводам приводит наннопланктон, принадлежащий верхнему палеоцену (от зоны *Fasciculithus tympaniformis* до зоны *Discoster multiradiatus*) и нижнему эоцену (зона *Marthasterites contortus*).

Мелководные органогенно-обломочные осадки верхнего палеоцена – нижнего эоцена резко несогласно покрываются пелагическими нанно-фораминиферовыми илами верхнего миоцена. Таким образом, перерыв охватывает средний – верхний эоцен, олигоцен и значительную часть миоцена.

Бурение на маленькой по площади подводной горе Йомей (скв. 431,  $42^{\circ} 25, 39'$  с. ш.,  $170^{\circ} 32, 60'$  в. д., глубина океана 1704 м) принесло ограниченные результаты. Здесь было вскрыто всего лишь 17 м осадков. В забое скважины установлены карбонатные пески с планктонными фораминиферами среднего эоцена – *Acarinina bulbrooki*, *Globorotalia spinulosa*, *Globigerinatheca* sp. Они непосредственно перекрываются четвертичными осадками.

Непосредственно к югу, на вершине подводной горы Нинтоку (скв. 432,  $41^{\circ} 20, 03'$  с. ш.,  $170^{\circ} 22, 74'$  в. д., глубина океана 1310 м), щелочные базальты гавайского типа покрываются консолидированными конгломератами и песчаниками (около 4 м). Они состоят из хорошо окатанных и сортированных обломков базальтов, сцементированных карбонатным веществом. Цемент содержит крупные фораминиферы (дискоциклины), литотамнии, серпулы, остракоды, иглы морских ежей, обломки раковин пеллеципод и гастропод, мшанки. Среди единичных планктонных фораминифер обнаружены *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *G. marginodentata*, *G. formosa gracilis*, *Acarinina* sp., что указывает на нижнеэоценовый возраст отложений (в пределах зон *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*).

Базальты горы Нинтоку представляют собой субаэральные образования, поскольку лавовые потоки разделены пластом красной почвы – результат выветривания в условиях влажного тропического или субтропического климата. Опускание вулканического острова вызвало образование мшанково-водорослевых рифов. Разрушение вулканических и рифовых пород привело к возникновению нижнеэоценовых базальных конгломератов и песчаников. Дальнейшая история океанического погружения острова остается неясной – скв. 432 прошла лишь 5,5 м осадка (ниже дна океана), тем не менее вскрыл известковистые алевролиты нижнего эоцена; скв. 432а пробурила интервал в 39 м без отбора керна и затем достигла конгломератов нижнего эоцена (4 м), перекрывающих базальты. В скв. 432 эоцен несогласно сменяется пелагическими фораминиферовыми илами четвертичного возраста. Таким образом, мощность нижнеэоценовых терригенных и органогенных пород достигает 38 м,

а выше следуют сразу четвертичные пелагические осадки. Время резкой смены бионических условий остается неизвестным. Во всяком случае, на протяжении почти всего кайнозоя гидродинамический режим водной массы в районе поднятия Нинтоку оставался интенсивным, что и привело к ненакоплению (или последующему уничтожению эрозией) осадков среднего — верхнего эоцена, олигоцена и неогена.

Сходное строение имеют палеогеновые отложения на подводной горе Одзин (скв. 430, 37° 59,29' с.ш., 170° 35,86' в.д., глубина океана 1479 м). Базальты субазального происхождения с прослоями красных кор выветривания покрываются вулканогенными песками с известковым цементом. Они сменяются карбонатными песками, сложенными оолитами, обломками литотамний, пелелипод, гастропод, мшанок. Заканчивается мелководный комплекс карбонатными илами с теми же органическими остатками (очевидно, фация внутренней лагуны). Мощность около 60 м. В нижней части этой толщи осадков встречены редкие планктонные фораминиферы верхнего палеоцена — *Globorotalia velascoensis*, *G. elongata*, *G. aequa*, *G. laevigata*, *Acarinina mckannai*, *Globigerina nana*, *Chiloguembelina* sp. и наннопланктон зоны *Discoaster multiradiatus*; в кровле установлен наннопланктон верхнего эоцена (зоны *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*). Стратификация мелководных осадков поднятия Одзин затруднительна не только из-за скудости планктона, но и в связи с возможностью переотложения микроорганизмов. Скорее всего, внутри рассматриваемых отложений имеются перерывы и значительная часть эоцена в разрезе отсутствует. Верхний эоцен несогласно покрывается пелагическими илами четвертичного возраста.

На юге Императорских гор палеогеновые отложения вскрыты на подводной горе Коко (скв. 308, 34° 58,94' с.ш., 172° 08,98' в.д., глубина океана 1331 м). Скважина не достигла базальтов фундамента, но, судя по обилию обломочного вулканогенного материала в осадках, они находятся в непосредственной близости. Очевидно, вершина вулканического острова была срезана морской абразией и на плоской поверхности гайота началось накопление осадков. В нижней части они представлены вулканогенными песками и алевритами с тем или иным количеством карбонатного цемента. Выше доминируют биогенно-вулканические пески с обломками и ядрами моллюсков, мшанками, водорослями, одиночными кораллами, остракодами и бентосными фораминиферами; обычно присутствуют оолиты [Larson, Moberly et al., 1975]. Мощность 68 м.

Литологический состав осадков и характер фауны свидетельствуют о мелководных (шельфовых) условиях осадконакопления. Среди бентосных фораминифер преобладают виды с толстостенной раковиной — *Discorbis perovalis*, *Bulimina bradburyi*, *Valvulineria scrobiculata*, *Pararotalia debourlei*, *Glabratella* sp., *Stomatorbina torrei*, *Lamarckina rugulosa*, *L. ovula*, *Valvulina angulosa*, *V. limbata*, *Clavulina columnatortilis*, *Remanellina* sp. [Ferrer, 1975]. Морфологические особенности мшанок (роды *Nellia*, *Antropora*, *Cribrilaria*, *Tubucella*) свидетельствуют о глубинах порядка 60 м; присутствие рода *Poricellaria* указывает на тропический климат нижнеэоценового времени [Cheatham, 1975].

Планктонные фораминиферы относительно редки — *Globorotalia aragonensis*, *G. lensiformis*, *G. quetra*, *G. formosa*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis* [Luterbacher, 1975]. Они определяют возраст отложений в качестве зоны *Globorotalia aragonensis*. По наннопланктону осадки соответствуют зоне *Discoaster lodoensis* [Bukry, 1975].

Нижний эоцен несогласно покрывается пелагическими илами четвертичного возраста. В соседней скв. 309, на западном склоне гайота Коко, они содержат переотложенные мелководные олигоценовые бентосные фораминиферы (*Spiroclupeus tidoenganensis*, *Heterostegina assilinoidea*), обломки колониальных кораллов и водорослей [Hottinger, 1975]. Таким образом, мелководный режим на гайоте просуществовал по крайней мере до олигоцена. Полное отсутствие осадков неогена не позволяет фиксировать то время, когда началось быстрое опускание гайота до современных глубин (около 1500 м).

Асейсмическое поднятие Хесса является одним из самых крупных структурных элементов в центре северной части Тихого океана. Глубоководной котловиной оно отделяется на западе от Императорских гор, на северо-востоке ограничивается узкой и глубокой Императорской впадиной, а на юге — зоной разрывов Мендосино. Рельеф поднятия Хесса весьма сложен, представляя собой сочетание отдельных возвышенностей, разделенных понижениями. На южной возвышенности пробурены скв. 465 и 466, на центральном плато — скв. 310 и на северной возвышенности — скв. 464. Разрезы их хорошо иллюстрируют непостоянство стратиграфического объема, фаций и мощностей палеогена (рис. 6).

В скв. 465 (33° 49,23' с.ш., 178° 55,14' в.д., глубина океана 2161 м) верхний мел (маастрихт, зона *Abathomphalus mayaroensis*) связан постепенным переходом с палеогеном. Последний представлен только лишь своим нижним отделом (палеоцен), который несогласно покрывается плиоценом. Палеоцен сложен белыми и серыми наннопланктонными и фораминиферо-наннопланктонными илами. В первых из них содержание фораминифер составляет менее 10%, во вторых — достигает 30%. Обычны прослои серых кремней. Мощность 54 м. По планктонным фораминиферам палеоцен подразделяется на следующие зоны [Krasheninnikov, 1981в; Voersma, 1981].

Зона *Globigerina eugubina* (обр. 365A-3-3, 137 см) с обильными *Guembelitra irregularis* и *Chiloguembelina taurica* в сочетании с подчиненными *Globigerina eugubina*, *G. sabina*, *G. minutula*. Совместно с ними встречаются мелкие *Hedbergella* sp., однако трудно решить, являются ли они компонентом палеоценоза фораминифер или переотложены из меловых осадков.

Зона *Globorotalia pseudobulloides* (в других зональных шкалах имеющая название зона *Globigerina taurica* или зона *Globigerina eobulloides*), которая характеризуется огромным количеством *Guembelitra irregularis*, *Chiloguembelina taurica*, *Ch. morsei* и более редкими *Globorotalia pseudobulloides*, *Globigerina fringa*, *G. eobulloides*, *G. tetragona* (обр. 465A-3-2, 90–92 см).

Зона *Globorotalia trinidadensis*, отличающаяся многочисленными экземплярами индекс-вида и *G. pseudobulloides*; обычны *G. compressa*, *Globigerina trivialis*, *Chiloguembelina taurica*, *Ch. midwayensis*; редки *Globigerina varianta*, *G. edita*, *Guembelitra irregularis* (обр. 465A-3-1, 90–92 см). Возможно, к этой же зоне относится обр. 465-8CC, комплекс планктонных фораминифер которого состоит из редких *Globorotalia trinidadensis* и *G. pseudobulloides*. Осадки трех названных зон составляют датский ярус s. str.

Зона *Acarinina uncinata*, где развиты многочисленные *A. uncinata*, *A. praecursoria*, *A. inconstans*, сопровождаемые *Globorotalia pseudobulloides*, *G. compressa*, *Chiloguembelina taurica*, *Ch. midwayensis* и более редкими *Acarinina spiralis*, *Globigerina varianta*, *G. trivialis* (обр. 465-7CC). Сочетание четырех рассмотренных зон соответствует датскому ярусу s. l.

Зона *Globorotalia angulata* s. str. в скв. 465 не установлена. Достаточно обоснованно мы можем предполагать, что ее отсутствие в нашем материале связано не с перерывом в осадконакоплении, а с плохим выходом керн из-за прослоев крепких кремней. Действительно, в интервале 48,5 м–58,0 м (кern 7) взят только один образец из базальных слоев керн, принадлежащий зоне *Acarinina uncinata*. Вышележащие осадки керн 7 могут соответствовать зоне *Globorotalia angulata*.

Зона *Globorotalia conicotruncata* (или зона *Globorotalia pusilla*), характеризующаяся обильными экземплярами индекс-вида, которые сопровождаются *G. pusilla*, *G. cubanensis*, *G. angulata*, *G. ehrenbergi*, *G. quadrata*, *Globigerina varianta*, *G. trivialis*, *Acarinina tadjikistanensis djanensis* и единичными *Globigerina triloculinoides* (интервал от обр. 465-6-1, 90–92 см до обр. 465-6-5, 90–92 см).

В последнем из названных образцов наблюдается переход к отложениям зоны *Globorotalia pseudomenardii* — высокоспециализированные экземпляры *Globorotalia conicotruncata* крупных размеров, с большим числом (8–10) камер, с орнаментированными пупочными концами камер, ровным периферическим краем с тонким отчетливым килем сопровождаются редкими экземплярами *Globorotalia occlusa*, *Globigerina velascoensis*, *G. nana*, получающими развитие в вышележащих осадках.

Зона *Globorotalia pseudomenardii*, комплекс планктонных фораминифер которой включает единичные экземпляры индекс-вида в сочетании с обильными *Globorota-*

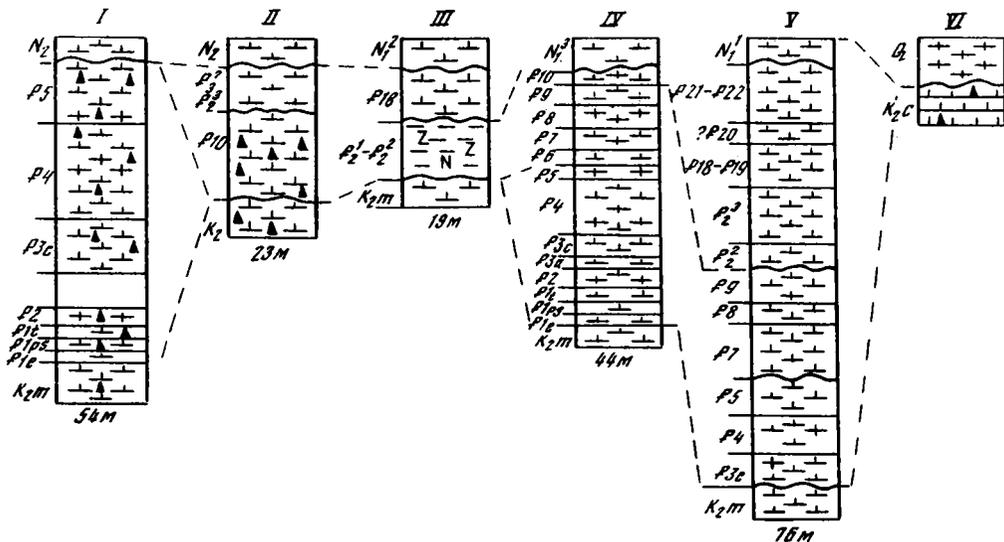


Рис. 6. Разрезы палеогеновых отложений поднятий Хесса и Шатского

I-III - поднятие Хесса: I - скв. 465, глубина океана 2161 м, II - скв. 466, глубина океана 2665 м, III - скв. 310, глубина океана 3516 м; IV-VI - поднятие Шатского: IV - скв. 47, глубина океана 2689 м; V - скв. 305, глубина океана 2903 м, VI - скв. 306, глубина океана 3416 м

Условные обозначения см. на рис. 5

lia velascoensis, G. occlusa, G. laevigata, G. convexa и менее распространенными Globorotalia pasionensis, G. imitata, Globigerina nana, G. velascoensis, G. quadriloculinoides, Chiloguembelina wilcoxensis, Acarinina mckannai. В верхней части зоны повышается содержание Acarinina aquiensis, A. mckannai и появляются единичные экземпляры A. acarinata.

В скв. 465А к зоне Globorotalia pseudomenardii относится обр. 465А-1-1, 90-92 см; его следует помещать в самое основание зоны, поскольку среди планктонных фораминифер еще встречаются. редкие Globorotalia conicotruncata. В скв. 465 соответствующих осадки в интервале от обр. 465-4-2, 90-92 см до обр. 465-5-6, 30-32 см. В последнем из них обнаружены редкие экземпляры Globorotalia conicotruncata, что свидетельствует о слоях, переходных к зоне Globorotalia conicotruncata. Первый (верхний) образец содержит редкие экземпляры Acarinina acarinata, A. soldadoensis, A. esnaensis, Globorotalia acuta, G. hispidicidaris, G. aequa, намечая переход к зоне Globorotalia velascoensis.

В зоне Globorotalia velascoensis, которой заканчивается разрез палеоцена, планктонные фораминиферы представлены G. velascoensis, G. occlusa, G. acuta, G. aequa, G. convexa, G. hispidicidaris, G. pasionensis, G. imitata, Acarinina acarinata, A. soldadoensis, A. esnaensis, A. mckannai, Globigerina nana, G. velascoensis, G. quadriloculinoides, G. compressaformis (от обр. 465-3-1, 90-92 см до обр. 465-4-1, 90-92 см).

Изучение наннопланктона подтвердило стратиграфическую полноту разреза палеоценовых отложений - начинается разрез зоной Markalius inversus, а заканчивается зоной Discoaster multiradiatus.

Скв. 466 (34° 11,46' с.ш., 179° 15,34' в.д., глубина океана 2665 м) находится всего лишь в 50 км на северо-восток от скв. 465, но разрез палеогена здесь резко отличен. Палеоцен полностью отсутствует, равно как и осадки нижнего эоцена. На отложениях позднего кампана - раннего маастрихта несогласно располагается средний эоцен - белые и светло-серые наннопланктонные илы с прослоями кремней в нижней части. В базальных слоях среднего эоцена комплекс планктонных фораминифер состоит из Acarinina bullbrooki, A. pentacamerata, A. aspensis, A. triplex, Globorotalia aragonensis, G. caucasica, G. marksi, Globigerina pseudoeoceana, G. senni (интервал от обр. 466-9-4, 90-92 см до обр. 466-10СС). Выше по разрезу встречаются те же самые виды, но экземпляры Acarinina bullbrooki обильны и появляется Globigerina boweri (интервал от обр. 466-9-1, 90-92 см до обр. 466-9-3, 90-92 см). Отложения следует относить к основанию среднего эоцена - зоне Hantkenina aragonensis. Наннопланктон дает аналогичное определение - зона Discoaster sublodoensis. Совмест-

но со среднеэоценовой микрофауной обнаружены многочисленные переотложенные планктонные фораминиферы верхнего мела и редкие — верхнего палеоцена.

Выше залегают наннопланктонные илы, лишенные кремней (интервал от обр. 466-8-1, 90–92 см до обр. 466-8-6, 90–92 см). В них обнаружены редкие бентосные фораминиферы и обедненный наннопланктон верхнего эоцена. Очевидно, средний и верхний эоцен разделены перерывом.

Образец 466-7-7, 20–22 см в кровле палеогена содержит комплекс планктонных фораминифер, состоящий из смеси верхнемеловых, ниже- и среднеэоценовых (*Globorotalia aragonensis*, *G. caucasica*, *Acarinina bullbrookii*, *A. rotundimarginata*, *Globigeropsis index*, *G. kugleri*) и олигоценовых (*Globigerina sellii*, *G. prasaepis*, *G. angustiumbilicata*) видов. Эти карбонатные турбидиты имеют, очевидно, молодой возраст. Их олигоценовый возраст не исключается, поскольку самые молодые виды планктонных фораминифер не выходят за пределы олигоцена.

Общая мощность палеогена 23 м. Он несогласно перекрывается осадками нижнего плиоцена.

Скв. 310 (36° 52,11' с.ш., 176° 54,09' в.д., глубина океана 3516 м) на центральном плато поднятия Хесса принесла скудную информацию о стратиграфии палеогеновых отложений, но знакомит нас с третьим типом разрезов палеогена на этой подводной возвышенности [Larson, Moberly et al., 1975; Toumarkine, 1975; Krashennikov, 1981b].

Наннопланктонные илы маастрихта с резким несогласием покрываются цеолитовыми наннопланктонными илами и обогащенными наннопланктоном цеолитовыми глинами. Планктонные фораминиферы испытали сильное избирательное растворение и представлены редкими или единичными экземплярами *Globigerina senni*, *G. pseudoeocaena*, *G. higginsii*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. aff. bullbrookii*, что помещает осадки в пределы самой верхней части нижнего эоцена — базальной части среднего эоцена (интервал от обр. 310-11-1, 122–124 см до обр. 310-11-5, 100–102 см). Несколько лучше сохранился наннопланктон, определяющий возраст осадков в качестве зоны *Discoaster lodoensis* (верхи нижнего эоцена).

Выше снова со стратиграфическим перерывом залегают наннопланктонные илы нижнего олигоцена. Они содержат более богатые комплексы планктонных фораминифер — *Globigerina tapuriensis*, *G. prasaepis*, *G. galavisi*, *G. corpulenta*, *G. praebuloides*, *G. angiporoides*, *G. gortanii*, *Globigerinita unicava*, *G. riveroae*, *G. pera*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia permicra*, *G. gemma* (интервал от обр. 310-10-1, 100–102 см до обр. 310-10-6, 20–22 см). Микрофауна позволяет относить отложения к зоне *Globigerina tapuriensis*, однако необходимо помнить, что некоторые руководящие виды могли быть уничтожены избирательным растворением. Последнее выражено очень резко — помимо целых раковин встречаются их обильные обломки.

Общая мощность палеогеновых отложений 19 м. Они несогласно покрываются средним миоценом.

На севере поднятия Хесса скв. 464 (39° 51,64' с.ш., 173° 53,33' в.д., глубина океана 4637 м) вскрыла толщу бурых цеолитовых пелагических глин, подстилаемых известняками сеномана и покрываемых диатомовыми глинами и илами верхнего миоцена. Эти бурые глины (их мощность около 50 м) полностью лишены известкового и кремневого планктона; накопление их проходило ниже местного уровня карбонатной компенсации. Стратиграфическое расчленение бурых глин представляет исключительные трудности. Оно было осуществлено с помощью ихтиолитов — обломков скелета рыб [Doyle, Riedel, 1981]. В результате удалось установить слои верхнемелового, палеоценового и нижнеэоценового возраста; заканчивается толща пластом глин с ихтиолитами верхнего эоцена — нижнего миоцена.

Как видим, стратиграфия палеогеновых отложений поднятия Хесса действительно сложна в своем непостоянстве и многообразии изменений.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ КОТЛОВИНА

В пределах обширной Северо-Западной котловины палеоген представлен двумя основными фаціальными типами осадков — относительно глубоководными карбонатными органогенными илами на поднятии Шатского и бурыми океаническими глинами на окружающих абиссальных равнинах. В первом случае планктон обеспечивает детальную стратификацию осадков; во втором — некарбонатные глины столь бедны

органическими остатками, что многие особенности региональной стратиграфии палеогена абиссальных равнин еще остаются неизвестными.

Очевидно, на поднятии Шатского находятся наилучшие разрезы палеогеновых карбонатных отложений для всей северо-западной части Тихого океана (скв. 47 и 305) (см. рис. 6).

Скв. 47 расположена на северо-западном склоне поднятия ( $32^{\circ}26,9'$  с.ш.,  $157^{\circ}42,7'$  в.д., глубина океана 2689 м). Здесь наннопланктонный и нанно-фораминиферовый мел и илы палеоцена, нижнего эоцена и самых низов среднего эоцена согласно залегают на осадках верхнего мела (маастрихт, зона *Abathomphalus mayaroensis*) и неогласно перекрываются верхним миоценом [Fischer, Heezen et al., 1971]. Мощность палеогена невелика — 44 м. Планктонные фораминиферы прекрасной сохранности позволяют проследить всю серию зон палеоцена и нижнего эоцена, свидетельствуя о непрерывности разреза [Крашенинников, 1971; Krasheninnikov, 1971, 1981b; Vukry et al., 1971].

Скв. 47 бурилась в рейсе 6 "Гломар Челленджера", т.е. на первом этапе глубоководного бурения (в 1969 г.). Тогда техника бурения была еще не столь совершенна, как сейчас. В результате, к сожалению, осадки в скв. 47 (на отдельных интервалах) были сильно механически деформированы, циркулировавшие глинистые и водные растворы иногда привнесли в осадок фораминиферы из более молодых слоев, что приводило к перемешиванию микрофауны различного возраста. Подобные дефекты бурения, естественно, затрудняют определение точного положения некоторых стратиграфических границ — обстоятельство, принимаемое во внимание далеко не всеми авторами, изучавшими фораминиферы из скв. 47. Например, Хофкер [Hofker, 1978] рассматривал смешанные ассоциации планктонных фораминифер маастрихтского и датского ярусов как естественные, намечающие переход от мела к палеогену. В пункте 47 бурились три скважины, находящиеся рядом. Наиболее удачной оказалась скв. 47.2, которая и рассматривается ниже.

В интервале от обр. 47.2-11-4, 10–12 см до обр. 47.2-11-6, 145–147 см комплексы планктонных фораминифер представляют собой смесь маастрихтских и датских (включая зону *Acarinina uncinata*) видов, изредка с ними встречаются верхнепалеоценовые виды. Мощность осадков, нарушенных дефектами бурения, составляет не менее 4,5 м. Обнаруженные здесь *Globigerina eugubina*, *G. minutula*, *G. sabina*, *G. trifolia* совместно с обильными *Chiloguembelina morsei*, *Ch. taurica* и *Guembelitra irregularis* позволяют считать, что датский ярус начинается своими базальными слоями — зоной *Globigerina eugubina*. Указанные выше виды *Globigerina* отнесены Хофкером [Hofker, 1978] к новому роду — *Parvularugoglobigerina*, а зоной *Parvularugoglobigerina eugubina*, по его мнению, заканчивается верхний мел. Выше последовательность зон стандартна.

К зоне *Globigerina taurica* (или зоне *Globigerina pseudobulloides*) относятся осадки с обильными *Chiloguembelina taurica*, *Ch. morsei*, *Ch. midwayensis*, *Guembelitra irregularis*, которые сопровождаются *Globigerina daubjergensis*, *G. taurica*, *G. eobulloides*, *G. tetragona*, *G. pentagona*, *G. fringa*, *G. theodosica*, *G. hemisphaerica*, *Globorotalia pseudobulloides* (обр. 47.2-11-3, 145–147 см). Механическая примесь маастрихтских форм здесь невелика. Встреченные экземпляры *Globigerina sabina* и *G. minutula*, вероятно, являются компонентами палеоценоза фораминифер.

Зона *Globorotalia trinidadensis* характеризуется многочисленными экземплярами индекс-вида, *G. pseudobulloides*, *Globigerina daubjergensis*, *Chiloguembelina midwayensis*, *Ch. taurica*, *Ch. morsei*, *Guembelitra irregularis* и более редкими *Globorotalia compressa*, *Globigerina trivialis*, *G. varianta*, *G. edita*; единичны *Globigerina triloculinoides* и *Globorotalia planocompressa* (интервал от обр. 47.2-11тор до обр. 47.2-11-3, 10–12 см).

Чрезвычайно богатый комплекс планктонных фораминифер зоны *Acarinina uncinata* состоит из *A. uncinata*, *A. inconstans*, *A. indolensis*, *A. spiralis*, *A. praecursoria*, *A. schachdatica*, *A. multiloculata*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. compressa*, *G. quadrata*, *Globigerina trivialis*, *G. varianta*, *G. triloculinoides*; представители хетерохелицид редки (интервал от обр. 47.2-10-4, 120–122 см до обр. 47.2-10СС).

Зона *Globorotalia angulata* s. str. отмечена появлением многочисленных *G. angulata* и редких *G. ehrenbergi*; они сопровождаются *Acarinina multiloculata*, *Globorotalia quadrata*, *G. pseudobulloides*, *Globigerina varianta*, *G. trivialis*, *G. triloculinoides* (интервал от обр. 47.2-10-3, 110–112 см до обр. 47.2-10-4, 80–82 см). Точное поло-

жение нижней и верхней границ этой зоны неясно из-за сильной деформации осадков бурением.

В зоне *Globorotalia conicotruncata* развиты индекс-вид, *G. pusilla*, *G. cubanensis*, *Acarinina tadjikistanensis djanensis* в сочетании с *Globorotalia angulata*, *G. ehrenbergi*, *Globigerina varianta*, *G. trivialis* (интервал от обр. 47.2-10<sup>top</sup> до обр. 47.1-10-3, 1–3 см).

В зоне *Globorotalia pseudomenardii* широкое распространение получают индекс-вид, *G. velascoensis*, *G. occlusa*, *G. passionensis*, *G. laevigata*, *G. convexa*, *G. imitata*, *Acarinina mckannai*, *Globigerina velascoensis*, *G. nana*, *G. bacuana*, *G. quadririloculinoidea*, *G. pileata* (интервал от обр. 47.2-8-5, 113–114 см до обр. 47.2-9CC).

Зона *Globorotalia velascoensis* отличается чрезвычайно разнообразным комплексом планктонных фораминифер — *G. velascoensis*, *G. passionensis*, *G. occlusa*, *G. aequa*, *G. acuta*, *G. hispidicidaris*, *G. aranthesma*, *G. trichotrocha*, *G. parva*, *G. tortiva*, *G. imitata*, *Acarinina acarinata*, *A. esnaensis*, *A. soldadoensis*, *A. primitiva*, *A. mckannai*, *A. tribulosa*, *Globigerina nana*, *G. velascoensis*, *G. chascanona*, *G. compressaformis* (интервал от обр. 47.2-8-4, 73–75 см до обр. 47.2-8-5, 66–68 см).

Точное положение границы палеоцена и эоцена также определить трудно из-за механической деформации осадка в процессе бурения (в пределах 1,5 м). Однако последовательность зональных комплексов планктонных фораминифер в нижнем эоцене совершенно четкая. Выделяются следующие зоны.

Зона *Globorotalia subbotinae* с индекс-видом, *G. aequa*, *G. wilcoxensis*, *G. quetra*, *G. elongata*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. camerata*, *A. triplex*, *A. esnaensis*, *A. soldadoensis*, *A. gravelli*, *Globigerina compressaformis*, *G. prolata*, *G. collectea*; экземпляры *Pseudohastigerina wilcoxensis* единичны. В верхней части зоны развиты *Globorotalia marginodentata*, *G. formosa gracilis* и *Acarinina broedermanni* (интервал от обр. 47.2-8-3, 81–82 см до обр. 47.2-8-4, 23–25 см).

Зона *Globorotalia formosa formosa* с индекс-видом, *G. formosa gracilis*, *G. lensiformis*, *G. marginodentata*, *G. quetra*, *G. wilcoxensis*, *G. naussi*, *Acarinina decepta*, *Chiloguembelina wilcoxensis*. Обычны *Acarinina pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. broedermanni*, *A. gravelli*, *A. soldadoensis*, *Globigerina compressaformis*, *G. prolata*, переходящие из подстилающих отложений (интервал от обр. 47.2-8<sup>top</sup> до обр. 47.2-8-3, 30–32 см).

Зона *Globorotalia aragonensis*, где многочисленные экземпляры индекс-вида сопровождаются *G. marksi*, *Acarinina interposita*, *A. pentacamerata*, *Globigerina eocaenica*, *G. pseudoeocaena*, *G. inaequispira* и редкими *Globorotalia caucasica*. Здесь продолжают встречаться *Acarinina triplex*, *A. pseudotopilensis*, *A. broedermanni*, *A. decepta*, *A. soldadoensis*, *A. gravelli*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Globorotalia quetra*, немногочисленные *G. lensiformis*, *G. formosa formosa* (интервал от обр. 47.2-7-5, 25–27 см до обр. 47.2-7CC).

Зона *Globorotalia palmerae* (или зона *Acarinina pentacamerata*) характеризуется обильными *A. pentacamerata*, *A. aspensis*, *Globigerina senni*, *Globorotalia caucasica*. Прочие виды планктонных фораминифер включают *Globorotalia planoconica*, *G. aragonensis*, *G. marksi*, *G. naussi*, *Globigerina higginsii*, *G. pseudoeocaena*, *G. inaequispira*, *G. turgida*, *G. taroubaensis*, *G. prolata*, *G. eocaena*, *Acarinina interposita*, *A. triplex*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *A. broedermanni*, *Pseudohastigerina wilcoxensis* (интервал от обр. 47.2-7-2, 128–130 см до обр. 47.2-7-4, 110–112 см).

Средний эоцен представлен своими базальными слоями (зона *Hantkenina aragonensis* s. l.) с многочисленными *Acarinina bullbrookii*, *A. pentacamerata*, *A. aspensis*, *Globorotalia caucasica*, совместно с которыми встречаются *Globorotalia spinulosa*, *G. renzi*, *G. aragonensis*, *Globigerina senni*, *G. pseudoeocaena*, *G. boweri*, *Pseudohastigerina micra* (образцы 47.2-7-2, 85–87 см и 47.2-7-2, 28–25 см). Более молодые осадки среднего эоцена были уничтожены размывом, о чем свидетельствуют переотложенные *Globigerapsis index*, *Globigerinatheca barri*, *Truncorotaloides topilensis* в базальных отложениях верхнего миоцена.

Скв. 305 находится на юго-западном склоне поднятия Шатского (32° 00,13' с.ш., 157° 51,00' в.д., глубина океана 2903 м). Хотя расстояние от скв. 47 незначительно, а глубина лишь на 214 м больше, разрез палеогеновых отложений и характер планктонных фораминифер здесь существенно иные. Палеоген сложен монотонными белыми и светло-серыми нано-фораминиферовыми илами мощностью 76 м и отделен перерывом от верхнего мела (маастрихт, зона *Abathomphalus mayaroensis*) [Larson,

Moberly et al., 1975; Luterbacher, 1975; Toumarkine, 1975; Fleisher, 1975; Krashe-ninnikov, 1981b].

Палеоцен начинается зоной *Globorotalia conicotruncata*, где обычные экземпляры индекс-вида сопровождаются редкими *G. pusilla* и *G. angulata* (образцы 305-14-4, 120–122 см и 305-14-5, 120–122 см). Таким образом, в разрезе отсутствуют четыре зоны (от зоны *Globigerina eugubina* до зоны *Globorotalia angulata* s. str.). По данным Лутербахера [Luterbacher, 1975], в обр. 305-14СС им найдены кусочки осадков с комплексом фораминифер зон *Globorotalia trinidadensis*, *Acarinina uncinata*, *Globorotalia angulata*. Очевидно, эти осадки позднее были уничтожены подводной эрозией.

Зона *Globorotalia pseudomenardii* характеризуется обильными *Acarinina mckannai* в сочетании с редкими *Globorotalia occlusa*, *G. trichotrocha* и единичными *G. velascoensis*, *G. pseudomenardii*, *Globigerina velascoensis* (интервал от обр. 305-13-6, 120–122 см до обр. 305-14-3, 120–122 см).

Зона *Globorotalia velascoensis* отмечена широким развитием *Acarinina acarinata*, которая сопровождается *A. soldadoensis*, *A. esnaensis*, *A. mckannai* и очень редкими *Globorotalia acuta*, *G. aequa*, *G. velascoensis*, *G. occlusa* (интервал от обр. 305-13-1, 118–120 см до обр. 305-13-5, 117–119 см).

Палеоценовые комплексы планктонных фораминифер скв. 305 испытали сильное избирательное растворение — многие виды килеватых *Globorotalia* уничтожены растворением; раковины оставшихся планктонных фораминифер имеют травленную поверхность; много обломков планктонных фораминифер; происходит обогащение комплексов фораминифер их бентосными представителями. В результате вторичных изменений комплексы палеоценовых планктонных фораминифер скв. 305 резко отличны от таковых скв. 47, обнаруживая значительное сходство с естественными субтропическими/умеренными ассоциациями планктонных фораминифер палеоцена Северного Кавказа. Здесь подразделения, синхроничные зонам *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*, как указывалось выше, носят названия "зона *Acarinina subsphaerica*" (синдром *A. mckannai*) и "зона *Acarinina acarinata*". Очевидно, палеоценовые *Acarinina*, достигающие расцвета в субтропическом и умеренном климатических поясах, обладают высокой устойчивостью к избирательному растворению.

Эоцен отделен от палеоцена перерывом (отсутствует зона *Globorotalia subbotinae*).

В нижнем эоцене комплексы планктонных фораминифер столь же богаты, как и в скв. 47, хотя и здесь признаки избирательного растворения достаточно очевидны. Выделяются следующие зоны.

Зона *Globorotalia formosa formosa* с многочисленными экземплярами индекс-вида, *G. lensiformis*, *G. formosa gracilis*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. esnaensis*, *A. gravelli*, *A. acarinata*, *A. triplex*, *A. soldadoensis*, *A. camerata* (интервал от обр. 305-12-1, 125–127 см до обр. 305-12-5, 126–128 см).

Зона *Globorotalia aragonensis* с индекс-видом, *G. lensiformis*, *Acarinina interposita*, *A. soldadoensis*, *A. triplex*, *A. pseudotopilensis* и редкими *A. pentacamerata* (образцы 305-11-5, 120–122 см и 305-11-6, 130–132 см).

Зона *Globorotalia palmerae* (или зона *Acarinina pentacamerata*) с многочисленными *A. pentacamerata*, *A. aspensis*, *A. interposita* в сочетании с более редкими *Globorotalia aragonensis*, *Globigerina senni*, *G. higginsi*, *G. pseudoeosaeana*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. triplex* и единичными *Globorotalia caucasica* (интервал от обр. 305-11-1, 94–96 см до обр. 305-11-4, 130–132 см).

Очень сильно затронуты избирательным растворением планктонные фораминиферы среднего — верхнего эоцена и олигоцена, что затрудняет зональное подразделение отложений этого возраста.

К среднему эоцену относятся осадки с редкими *Globigerapsis index*, *Globigerinatheca barri*, *Acarinina bullbrooki*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globigerina senni*, *G. pseudoeosaeana*, *Globorotalia spinulosa* (интервал от обр. 305-10-4, 22–24 см до обр. 305-10-5, 120–122 см). Вряд ли приходится сомневаться, что эти осадки составляют лишь часть среднего эоцена.

Верхний эоцен характеризуется редкими *Globigerapsis semiinvoluta*, *G. tropicalis*, *G. index*, *Globigerina corpulenta*, *G. galavisi*, *Hantkenina* sp., *Globorotalia cerroazulensis* (интервал от обр. 305-9-3, 97–99 см до обр. 305-10-3, 47–49 см).

В олигоцене очень приблизительно намечаются:

нижняя часть (в пределах зон *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*) с *G. officinalis*, *G. galavisi*, *G. prasaepis*, *G. pseudovenezuelana*, *Globigerinita unicava*, *G. pera*,

*G. riveroae*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia gemma*, *G. permicra* и очень редкими *Globigerina ampliapertura* и *Pseudohastigerina* sp. (интервал от обр. 305-8-3, 102–104 см до обр. 305-9-2, 70–72 см);

средняя часть (вероятно, зона *Globigerina ampliapertura*) с *G. prasaepis*, *G. galavisi*, *Globigerinita unicava*, *G. pera*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia gemma* и единичными *Globigerina ampliapertura* (интервал от обр. 305-8-1, 100–102 см до обр. 305-8-2, 96–98 см);

верхняя часть (в пределах зон *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*) с *Globorotalia* aff. *opima*, *G. nana*, *G. gemma*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina prasaepis*, *G. galavisi*, *Globigerinita unicava* (интервал от обр. 305-6-6, 118–120 см до обр. 305-7-6, 50–52 см).

Олигоцен несогласно покрывается осадками зоны *Globigerinita dissimilis* нижнего миоцена (обр. 305-6-6, 30–32 см).

Изучение наннопланктона из палеогеновых отложений скв. 305 подтверждает стратиграфические выводы, основанные на планктонных фораминиферах, и уточняет их применительно к среднеэоценовому интервалу [Bukry, 1975]. Палеоцен представлен своей верхней половиной (от зоны *Fasciculithus tympaniformis* до зоны *Discoaster multiradiatus*). Низы нижнего эоцена (зона *Discoaster diastypus*) отсутствуют; выше выделяются зоны *Marthasterites tribrachiatus* и *Discoaster lodoensis* нижнего эоцена. Почти весь средний эоцен выпадает из разреза; зона *Reticulofenestra umbilica* свидетельствует о наличии лишь его самых верхних слоев. Разрез отложений верхнего эоцена и олигоцена, очевидно, непрерывен (от зоны *Chiasmolithus oamaguensis* до зоны *Sphenolithus ciperoensis*).

Однако в сводовой части поднятия Шатского имеются разрезы и совершенно иного типа. Так, в скв. 48, находящейся несколько к востоку от скв. 47 и на тех же глубинах (2619 м), палеоген полностью отсутствует — наннопланктонный мел маастрихтского яруса непосредственно перекрывается верхним миоценом. В скв. 306, расположенной в 37 км к юго-западу от скв. 305 и на несколько больших глубинах (3416 м) склона этой подводной возвышенности, существует перерыв еще более значительного стратиграфического диапазона — выше наннопланктонного мела позднего альба здесь залегают нанно-фораминиферовые илы четвертичного возраста.

В глубоководной области Северо-Западной котловины строение палеогеновых отложений известно еще очень слабо. На абиссальной равнине, к северу от поднятия Шатского, в скв. 303 (глубина океана 5609 м) цеолитовые глины и кремни сеномана — турона отделены от диатомовых и радиоляриевых пелагических глин верхнего миоцена интервалом в 30 м, пройденным без отбора керна. Несколько южнее, в скв. 304 (глубина океана 5630 м), цеолитовые глины альба — сеномана интервалом в 20 м (без отбора керна) отделены от бурых радиоляриевых глин верхнего миоцена. Можно сделать два предположения: палеоген в фации глубоководных глин имеет незначительную мощность и был пропущен при бурении; палеоген в разрезах скв. 303 и 304 отсутствует. Последнее из них кажется допустимым. Во всяком случае, перерыв здесь вероятен — ведь в случае непрерывного разреза в 20–30-метровый интервал нужно будет помещать не только палеоген, но и верхний мел, нижний и средний миоцен. Даже принимая во внимание низкую скорость осадконакопления пелагических глин, подобный вывод кажется малоубедительным.

Несомненно, отсутствует палеоген и у западного подножия возвышенности Шатского. В скв. 49 (глубина воды 4282 м) выше наннопланктонных мелоподобных известняков нижнего мела (неоком) залегают четвертичные бурые цеолитовые глины. Еще ниже по склону, в скв. 50 (глубина 4487 м), аналогичные известняки неокома и четвертичные бурые глины разделены пачкой немых бурых глин мощностью 15 м. Очевидно, палеоген в разрезе скв. 50 отсутствует [Fischer, Heezen et al., 1971].

На абиссальной равнине к западу и юго-западу от возвышенности Шатского палеоген достоверно не установлен [Fischer, Heezen et al., 1971; Heezen, MacGregor et al., 1973b]. В скв. 51 (глубина океана 5981 м) он явно отсутствует — бурые цеолитовые глины с радиоляриями верхнего миоцена залегают прямо на окремненных известняках верхнего мела. В скв. 194 (глубина океана 5744 м) глины и кремни верхнего мела отделены от глины с пепловым материалом верхнего миоцена интервалом в 76 м, где отбор керна не проводился. В скв. 195 (глубина воды 5958 м), восточнее Японского глубоководного желоба, наблюдается сходная картина — мелоподобные известняки, мергели и кремни верхнего мела и пепловые радиоляриевые глины верх-

него миоцена разделены интервалом (56 м) без отбора керна. В скв. 196 (глубина воды 6184 м) восточнее глубоководного желоба Идзу-Бонин бурые и красноватые цеолитовые глины верхнего мела отделены интервалом в 57 м от бурых пепловых глин плиоцен-плейстоцена. Наконец, в скв. 52 (глубина воды 5744 м) бурые глины и кремни верхнего мела сменяются пачкой бурых цеолитовых глин (28 м), лишенных органических остатков, выше которых следуют бурые пепловые глины миоцена — плейстоцена.

Южнее поднятия Шатского палеоген также с уверенностью не установлен. Скв. 307 (глубина океана 5696 м) вскрыла 9 м бурых цеолитовых глин четвертичного возраста, далее, на протяжении 29 м бурение проводилось без отбора керна, а на глубине 38 м скважина вошла в бурые глины, порцелланиты и кремни верхнего мела [Larson, Moberly et al., 1975]. Скв. 198 (глубина океана 5848 м), севернее о-ва Маркус пробурила 90 м без отбора керна. На этой глубине был взят первый керн — бурые цеолитовые глины с кремнями и прослоями пеплов. Скудная микрофауна указывает на их верхнемеловой (сантон-кампанский) возраст [Heezen, MacGregor et al., 1973].

Более определенные данные получены для палеогена абиссальной равнины в юго-восточной части Северо-Западной котловины [Fischer, Heezen et al., 1971; Larson, Moberly et al., 1975]. Скв. 46 (глубина океана 5769 м) вскрыла 9 м бурых глин с кремнями и пепловым материалом. В верхней части разреза встречен крайне редкий наннопланктон верхнего эоцена — нижнего олигоцена; ниже появляются единичные радиолярии верхнего мела. Трудно говорить о достоверности палеогенового возраста верхних пластов глин, необходимо считаться с возможностью переотложения наннопланктона. В скв. 311 (глубина океана 5775 м) у подножия Гавайского хребта вскрыт разрез вулканических турбидитов и бурых глин мощностью 37 м. Нижняя часть слабоизвестковистых вулканических песчаников мощностью 14 м лишена органических остатков, и возраст их неизвестен. Выше в аналогичных осадках (мощность 3 м) встречен наннопланктон зоны *Sphenolithus distentus* (средняя часть олигоцена). Верхние 20 м осадков снова лишены фауны и флоры. Скв. 45 (глубина океана 5508 м) уже на глубине 86 м от поверхности дна океана вошла в известняки верхнего мела (сеноман); на глубине 56 м вскрыты известковистые литифицированные вулканические пеплы с бедным наннопланктоном верхнего эоцена (зона *Discoaster barbadiensis*). Верхние 8 м разреза сложены бурыми цеолитовыми глинами с пепловым материалом и прослойками вулканических пеплов; скудный наннопланктон указывает на олигоценовый возраст осадков.

Таким образом, в пределах Северо-Западной котловины палеоген представлен тремя фаціальными типами осадков. На возвышенности Шатского к палеогену относятся нанно-фораминиферовые илы. Мощность их не превышает 100 м, однако разрезам свойственны внутренние перерывы (скв. 47 и 305). Стратиграфическая полнота разрезов и положение перерывов непостоянны по простиранию, меняясь даже на коротком расстоянии: в скв. 47 наблюдается непрерывный разрез палеоцена и нижнего эоцена с постепенным переходом от маастрихтского к датскому ярусу; в скв. 305 палеоген включает все три свои подотдела, но внутри него фиксируются два перерыва, равно как перерыв отделяет палеоцен от верхнего мела; наконец, в скв. 48 и 306 палеоген отсутствует. Не установлен палеоген и в скв. 49 на склоне возвышенности Шатского. Эти данные свидетельствуют об интенсивной подводной эрозии, размыве осадков и их оползании на крутых склонах возвышенности.

У подножия Гавайского хребта (скв. 45, 46 и 311) палеоген (верхний эоцен и олигоцен) сложен глубоководными глинами и турбидитами с неизменной примесью вулканического пеплового материала и прослоями литифицированных вулканических пеплов.

На абиссальных равнинах палеоген нигде пока не доказан. Мы можем лишь предполагать, что он представлен бурыми цеолитовыми глинами и входит в состав пачки осадков подобного литологического облика (скв. 50, 52, 194, 195, 196, 198, 303, 304 и 307). Бурение с эпизодическим отбором керна оставило „окна” для осадков палеогена, но мощность его в этом случае должна быть незначительной. Степень достоверности присутствия палеогена неодинакова в рассмотренных скважинах. В скв. 51 палеогена нет, здесь глины верхнего миоцена—квартера мощностью 123 м залегают на осадках верхнего мела. В скв. 50 четвертичные глины (мощность 25 м) отделены пачкой (15 м) немых глин от известняков неокома, т.е. в случае непрерывности разреза эти 15 м должны были бы соответствовать почти всему мелу, палеогене

ну и неогену. Сходная ситуация и в других скважинах. В скв. 52 глины миоцена—плейстоцена (27 м) отделены немymi глинами (28 м) от осадков мела; в скв. 303 верхний миоцен — плейстоцен (мощность 183 м) отделен интервалом в 30 м без керна от осадков турона; в скв. 304 верхний миоцен — плейстоцен (мощность 216 м) отделен аналогичным интервалом в 20 м от сеномана.

Как видим, величины интервалов без отбора кернов значительно меньше, нежели мощности вышележащих пелагических глин неоген-четвертичного времени, тогда как стратиграфические объемы отсутствующих осадков (верхний мел, палеоген, низы миоцена) существенно превышают таковой осадков позднего миоцена — плейстоцена. Даже допуская очень низкие скорости осадконакопления, трудно считать разрезы абиссальных равнин непрерывными. Очевидно, осадки палеогена в рассмотренных скважинах отсутствуют. Более вероятно наличие палеогена в скв. 194—196, 198, где интервалы без отбора керна более значительны по мощности (60—90 м). Как бы то ни было, мы сталкиваемся с интересным и странным фактом — маловероятно предполагать полное отсутствие палеогеновых абиссальных осадков в акватории Северо-Западной котловины, но до сих пор они там не обнаружены.

### ЦЕНТРАЛЬНО-ТИХООКЕАНСКИЕ ГОРЫ

Палеогеновые отложения вскрыты скважинами в восточной части этой огромной субширотной горной системы (горы Уэйк-Неккер). Одна из них (скв. 463) пробурена на западе, другие скважины (44, 171, 313) группируются на востоке. В условиях умеренных океанических глубин (1500—3500 м) палеоген состоит исключительно из карбонатных осадков. К сожалению, скважины бурились с большими пропусками в отборе керна (рис. 7).

В скв. 463 (21°21, 01' с.ш., 174°40, 07' в.д., глубина океана 2525 м) палеоген сложен светло-серыми и желтоватыми наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами незначительной мощности (13 м) с несколькими внутренними прерывами. В эоценовой части разреза нередко стяжения кремней. Палеоген с разрывом располагается на мелоподобных известняках среднего маастрихта (зона *Globotruncana gansseri*). Палеоцен и почти весь нижний эоцен отсутствуют.

Базальные слои относятся к зоне *Globorotalia palmerae* (или зона *Acarinina pentacamerata*) нижнего эоцена. Богатый комплекс планктонных фораминифер состоит из *Globorotalia caucasica*, *G. aragonensis*, *G. quetra*, *Acarinina pentacamerata*, *A. aspenensis*, *A. triplex*, *A. pseudotopilensis*, *A. broedermanni*, *Globigerina senni*, *G. pseudoeocaena*, *G. inaequispira*, *Pseudohastigerina wilcoxensis* (интервал от обр. 463-7-1, 135—137 см. до обр. 463-7-3, 10—12 см).

Выше с разрывом залегают осадки зоны *Globorotalia lehneri* (средний эоцен) с многочисленными *Globigerina index*, *G. kugleri*, *Globigerina theca barri*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globorotalia spinulosa*, *Acarinina bullbrookii*, *Globigerina senni*, более редкими *Globorotalia lehneri*, *Globigerina pseudoeocaena*, *G. frontosa* и единичными *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina aff. alabamensis*, *Globorotalia aragonensis* (обр. 463-6-6, 50—52 см). Зона *Globorotalia lehneri* является единственной зоной, которой представлен средний эоцен. Низы его (зоны *Hantkenina aragonensis* и *Globigerina kugleri*) и верхняя часть (зоны *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri*) в разрезе отсутствуют.

Олигоцен также отделен от среднего эоцена перерывом, причем базальные слои его (зона *Globigerina tapuriensis*) из разреза выпадают. Олигоцен начинается зоной *Globigerina sellii*, поскольку здесь развиты индекс-вид, *G. tripartita*, *G. tapuriensis*, *G. ouachitaensis*, *G. prasaepis*, *G. angustiumbilitata*, *G. gortanii*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia gemma*, *G. permicra*, *Chiloguembelina cubensis* совместно с очень редкими экземплярами *Pseudohastigerina micra* (обр. 463-6-4, 90—92 см и 463-6-5, 90—92 см).

Сходный комплекс планктонных фораминифер встречается и в вышележащих осадках, где также установлены *Globigerina pseudovenezuelana*, *G. galavisi*, *Globigerina unicava*, *Globorotalia pana* и редкие *Globigerina ampliapertura*. Представители *Pseudohastigerina* здесь отсутствуют. Это позволяет отнести отложения к зоне *Globigerina ampliapertura* (интервал от обр. 463-6-3, 90—92 см до обр. 463-5-1, 90—92 см).

Олигоценные отложения несогласно покрываются верхним миоценом. Осадки олигоцена содержат обильные переотложенные раковины планктонных фораминифер

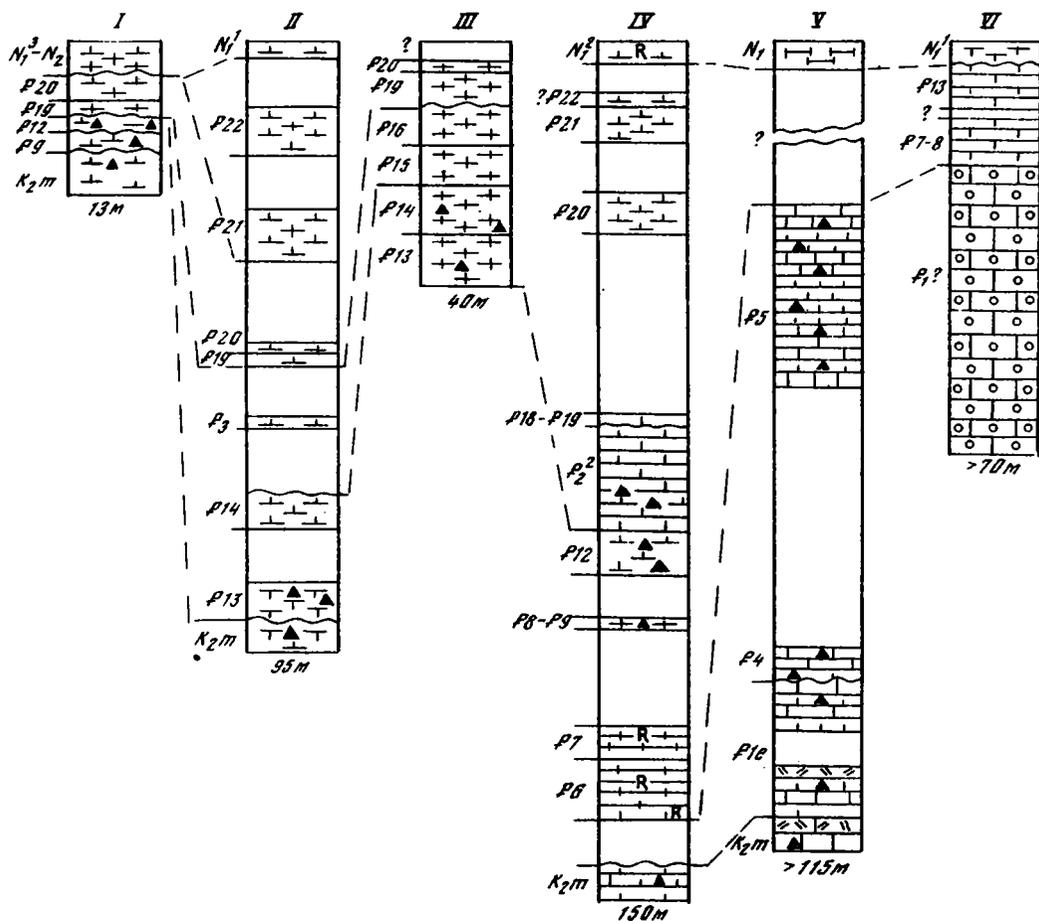


Рис. 7. Разрезы палеогеновых отложений Центрально-Тихоокеанских гор и Восточно-Марианской впадины

I-IV – Центрально-Тихоокеанские горы: I – скв. 463, глубина океана 2525 м, II – скв. 171, глубина океана 2290 м, III – скв. 44, глубина океана 1478 м, IV – скв. 313, глубина океана 3484 м; V – Восточно-Марианская впадина, скв. 199, глубина океана 6090 м; VI – гайот Ита-Маи-Таи, скв. 200/202, глубина океана 1505 м

Условные обозначения см. на рис. 5

верхнего мела, палеоцена (зоны *Globorotalia trinidadensis*, *Acarinina uncinata*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Globorotalia velascoensis*), нижнего эоцена (зоны *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia aragonensis*, *Acarinina pentacamerata*), среднего эоцена. Очевидно, разрез палеогеновых отложений в районе скв. 463 ранее был стратиграфически более полный, но затем многие его интервалы были уничтожены размывом [Krasheninnikov, 1981 b].

Изучение наннопланктона из палеогеновых отложений скв. 463 приводит к аналогичным выводам. Здесь установлена зона *Discoaster lodoensis* (верхи нижнего эоцена), низы зоны *Discoaster tani nodifer* (средняя часть среднего эоцена) и зона *Sphenolithus predestitus* олигоцена [Thiede, Vallier et al., 1981].

В восточной части Центрально-Тихоокеанских гор две скважины (44 и 171) пробурены на небольшой плосковершинной возвышенности (гайоте) Хорайзон (см. рис. 7).

Контакт мела и палеогена вскрыт скв. 171 (19°07, 9' с.ш. 169°27,6' з.д., глубина океана 2290 м). Здесь средний эоцен несогласно располагается на верхнемеловых отложениях (маастрихт, зона *Abathomphalus mayaroensis*). Палеоген сложен фораминиферовыми и наннопланктонными илами, причем количество наннопланктона обычно пресобладает над содержанием фораминифер. В основании эоцена нередко прослойки серых кремней. Мощность около 95 м. Эпизодический отбор керн не позволяет оценить непрерывность стратиграфической последовательности разреза [Winterer, Ewing et al., 1973; Douglas, 1973; Krasheninnikov, 1981 b].

Средний эоцен начинается зоной *Orbulinoides beckmanni* с единичными экземплярами зонального вида, которому сопутствуют *Acarinina bullbrooki*, *Truncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *Globigerapsis kugleri*, *G. index*, *Globigerinatheca barri*, *Globorotalia centralis*, *G. spinulosa*, *Globigerina pseudovenezuelana* [интервал от обр. 171-9-2, 30–32 см до обр. 171-9-3, 120–122 см).

В осадках следующей зоны *Truncorotaloides rohri* встречаются индекс-вид, *Globigerina pseudoeoaena compacta*, *G. pseudovenezuelana*, *Globigerapsis index*, *Globorotalia spinulosa* (интервал от обр. 171-8-3, 48–50 см до обр. 171-8-6, 48–50 см). Осадки среднего эоцена содержат обильные переотложенные фораминиферы верхнего мела, верхнего палеоцена (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) и нижнего эоцена (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*).

Верхний эоцен в скв. 171 не установлен, отчасти это может быть связано с плохим выходом керна (керна отсутствует в интервале 8 м). Подошва олигоцена по наннопланктону намечена зоной *Ericsonia subdisticha* (обр. 171-7СС), однако выше снова имеется пропуск в отборе образцов (около 15 м). Этот интервал, вероятно, соответствует зонам *Globigerina tapuriensis* и частично *Globigerina sellii*. Выше выделяется вся последовательность зон олигоцена:

зона *Globigerina sellii* с индекс-видом, *Globigerina tapuriensis*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. prasaepis*, *G. pseudovenezuelana*, *G. ouachitaensis*, *G. praebuloides*, *Globorotalia gemma*, *Chiloguembelina cubensis*, *Pseudohastigerina barbadoensis* (обр. 171-6-2, 125–127 см);

зона *Globigerina ampliapertura*, где развит сходный комплекс планктонных фораминифер, но представители *Pseudohastigerina* отсутствуют (обр. 171-6-2, 34–36 см);

зона *Globorotalia opima* с многочисленными *G. opima*, *G. nana*, которые сопровождаются *G. gemma*, *Globigerina pseudovenezuelana*, *G. ciperoensis*, *G. angulisuturalis*, *G. angustiumbilitata*, *G. tripartita*, *G. sellii*, *G. galavisi*, *G. prasaepis*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri* (интервал от обр. 171-4-6, 52–54 см до обр. 171-5-6, 52–54 см);

зона *Globigerina ciperoensis* с обильными мелкими *G. ciperoensis*, *G. angustiumbilitata*, *G. angulisuturalis* в сочетании с *Globorotalia pseudokugleri*, *Globigerinita unicava*, *Globigerina tripartita*, *G. pseudovenezuelana*, *Globorotaloides suteri* (интервал от обр. 171-4-1, 52–54 см до обр. 171-4-5, 52–54 см).

В олигоцене (особенно в зоне *Globorotalia opima*) также встречается обильная переотложенная фауна планктонных фораминифер верхнего мела, палеоцена, нижнего эоцена и более редко – среднего эоцена.

Осадки олигоцена (после интервала в 9 м без отбора керна) сменяются нижним миоценом – зона *Globigerinita dissimilis* (обр. 171-3-6, 50–52 см).

Обильный наннопланктон прекрасной сохранности подтверждает стратиграфическое расчленение разреза по планктонным фораминиферам. Пот [Roth, 1973] пользуется несколько иной зональной шкалой для эоцена, нежели показанная на табл. 2. Им выделяются зоны *Nannotetrina fulgens*, *Chiasmolithus solitus* и *Chiasmolithus grandis* в среднем эоцене и почти вся серия зон в олигоцене. Исключение составляют зона *Helicopontosphaera reticulata* в низах олигоцена и зона *Triquetrorhabdulus carinatus* в его кровле, которые приходятся на интервалы без отбора керна. Соответствующие их фораминиферовые зоны в разрезе не установлены.

Карбонатным осадкам палеогена в скв. 171 свойственны радиоларии [Moore, 1973]. В среднем эоцене их систематический состав обедненный. В олигоцене они богаты и разнообразны, что позволяет выделить зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Theocyrtis annosa* и *Dorcadospyrgis papilio*.

Скв. 44 (19° 18,5' с.ш., 169° 00,9' з.д., глубина океана 1478 м), как показывают координаты, находится на гайоте Хорайзон, в непосредственной близости от скв. 171. Она вскрыла близкий разрез отложений среднего эоцена – олигоцена, хотя контакт с подстилающими осадками остался неизвестным. Однако в скв. 44 очень хорошо представлен верхний эоцен, а переотложенных меловых и палеогеновых планктонных фораминифер нет. Поэтому здесь четко намечается последовательность фораминиферовых зон [Fischer, Heezen et al., 1971; Krashennikov, 1971, 1981 b; Bukry et al., 1971; Крашенинников, 1971]. Для унифицированной шкалы палеогена северо-западной части Тихого океана разрез верхов среднего эоцена – верхнего эоцена скв. 44 имеет такое же принципиальное значение, как разрез палеоцена – нижнего эоцена в скв. 47 на поднятии Шатского.

Средний эоцен на поднятии Хорайзон сложен белыми и желтоватыми фораминиферово-наннопланктонными мелоподобными известняками с прослоями бурых кремней. Последние являются акустическим рефлектором, четко видимым на сейсмическом профиле. К верхнему эоцену и олигоцену относятся белые фораминиферово-наннопланктонные илы. Мощность вскрытых отложений около 40 м.

В среднем эоцене выделяются две зоны:

зона *Orbulinoides beckmanni* с многочисленными *O. beckmanni*, *Globorotalia centralis*, *G. renzi*, *G. bolivariana*, *G. spinulosa*, *Globigerapsis index*, *G. kugleri*, *Globigerinatheca barri*, *Truncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *Globigerina pseudoeocaena compacta*, *G. pseudovenezuelana*, редкими *Globigerina frontosa*, *Globigerinita echinata*, *Acarinina rotundimarginata*, *Pseudohastigerina micra* и единичными *Hantkenina alabamensis*, *H. lehneri*, *Globorotalia lehneri* (интервал от обр. 44-4-5, 130–132 см до обр. 44-4CC);

зона *Truncorotaloides rohri* с обильными экземплярами индекс-вида, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia centralis*, *Globigerina pseudoeocaena compacta*, *Globigerapsis index*, *Chiloguembelina* sp., которые сопровождаются *Truncorotaloides topilensis*, *Globorotalia renzi*, *G. spinulosa*, *Globigerinatheca barri* и редкими *Hantkenina alabamensis* и *Globorotaloides suteri*. Впервые в этой зоне появляются *Hantkenina longispina*, *Globigerapsis tropicalis*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Globigerina posttriloculinoides*. Интервал от обр. 44-3-5, 135–137 см до обр. 44-4-4, 98–100 см.

В верхнем эоцене установлены две зоны:

зона *Globigerapsis semiinvoluta* с индекс-видом, *G. tropicalis*, *G. index*, *Globigerinatheca barri*, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. centralis*, *Globigerina corpulenta*, *G. pseudovenezuelana*, *G. incretacea*, *G. pseudocorpulenta*, *G. praebulloides*, *G. tripartita*, *Globigerinita howei*, *G. pera*, *Pseudohastigerina micra*, *Hantkenina suprasuturalis*, *H. alabamensis*. Интервал от обр. 44-2-5, 140–142 см до обр. 44-3-4, 40–42 см;

зона *Globorotalia cocolaensis*, которая характеризуется близким по составу комплексом планктонных фораминифер, но *Globigerapsis semiinvoluta* отсутствует и появляются типичные *Globorotalia cocolaensis* и *Cribrohantkenita inflata*. Интервал от обр. 44-2 top до обр. 44-2-4, 122–124 см.

Соотношение верхнего эоцена и олигоцена не совсем ясно, поскольку выход керн в рассматриваемом интервале был не совсем удовлетворительным. Очевидно, они разделены перерывом, что объясняет отсутствие осадков зоны *Globorotalia centralis* – *Globigerina gortanii*, завершающей эоцен, и базальных слоев олигоцена – зоны *Globigerina tapuriensis*.

Олигоцен начинается зоной *Globigerina sellii*, комплекс планктонных фораминифер которой состоит из вида-индекса, *G. tapuriensis*, *G. tripartita*, *G. pseudovenezuelana*, *G. praebulloides*, *G. ampliapertura*, *G. angustiumbilitata*, *G. ouachitaensis*, *G. praesaepis*, *G. gortanii*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia gemma*, *Globigerinita univava*, *Pseudohastigerina barbadoensis*, *Ps. micra* (интервал от обр. 44-1-2, 30–35 см до обр. 44-1CC).

Вышележащие осадки олигоцена принадлежат к зоне *Globigerina ampliapertura*, где вид-индекс является обычным элементом микрофауны, но представители рода *Pseudohastigerina* полностью отсутствуют (образцы 44-1 top и 44-1-1, 104–106 см).

Возраст покрывающих осадков неизвестен, поскольку верхние 36 м разреза скв. 44 бурились без отбора керн.

Изучение наннопланктона приводит к аналогичным результатам. Четко выделяются верхняя часть среднего эоцена (зона *Reticulofenestra umbilica*), верхний эоцен (зона *Discoaster barbadiensis*) и олигоцен (зона *Sphenolithus predistentus*). Следовательно, две нижние зоны олигоцена (*Ericsonia subdisticha* и *Helicopontosphaera reticulata*) из разреза выпадают, указывая на перерыв в осадконакоплении.

Скв. 313 (20°10,52' с.ш., 170°57, 15' з.д., глубина океана 3484 м) находится севернее гайота Хорайзон, в небольшой впадине, окруженной подводными возвышенностями (см. рис. 7). Палеоген сложен здесь более глубоководными осадками, чем на гайоте. Средний маастрихт (зона *Globotruncana gansseri*) и нижний эоцен разделены интервалом в 9,5 м, где осадков взять не удалось (какие-то крепкие породы). Нижний и средний эоцен представлены наннопланктонным, фораминиферово-наннопланктонным и радиоляриево-наннопланктонным мелом с прослоями и желваками бурых и серых кремней. Иногда в осадках наблюдается косая слоистость и их можно рассматривать в качестве карбонатных турбидитов. В олигоцене доминируют мягкие, слабо

литифицированные фораминиферово-наннопланктонные илы. Мощность палеогена свыше 150 м. Глубоководность осадков сказывается в обилии радиолярий в нижнем эоцене, в очень сильном растворении раковин планктонных фораминифер в среднем эоцене и олигоцене. Нередко среди последних преобладают наиболее резистентные виды, обильны обломки их раковин. В связи с растворением планктонных форм происходит обогащение осадка бентосными фораминиферами [Larson, Moberly et al., 1975; Luterbacher, 1975; Toumarkine, 1975; Fleisher, 1975; Krashennnikov, 1981 b].

Плохой выход кернa и пропуски при бурении не позволяют проследить всю последовательность фораминиферовых зон. Зональную шкалу можно изложить в следующем виде.

Чрезвычайно богаты комплексы планктонных фораминифер в нижней части нижнего эоцена. Зона *Globorotalia subbotinae* характеризуется многочисленными экземплярами индекс-вида, *G. wilcoxensis*, *G. formosa gracilis*, *Acarinina acarinata*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, более редкими *A. camerata*, *A. triplex* и спорадическими *A. primitiva*, *A. ensaensis*, *Globorotalia aequa*. В верхней части зоны обычна *Globorotalia marginodentata*. Совершенно единичны глобигериниды — *Globigerina compressaformis* и *G. pana*. Интересно отметить, что раковины некоторых видов *Acarinina* на спиральной стороне вдоль спирального шва имеют дополнительные отверстия, напоминающие дополнительные устья рода *Truncorotaloides*. Интервал — от обр. 313-12-5, 52–54 см до обр. 313-13-6, 118–120 см.

Отложенная в интервале от обр. 313-12-1, 135–137 см до обр. 313-12-4, 52–54 см должны быть отнесены, очевидно, к зоне *Globorotalia formosa*. Здесь развит комплекс планктонных фораминифер, сходный с таковым из подстилающих осадков, но в нем встречаются редкие *Globorotalia lensiformis*, *G. aff. formosa*, *G. quetta* и частые *G. marginodentata*.

Данные о верхней части нижнего эоцена очень неполные в связи с плохим выходом кернa — из интервала около 20 м получено лишь 0,5 м осадков, в которых обильны радиолярии и единичны *Globorotalia aragonensis*, *Acarinina pentacamerala*, *A. interposita*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis* (обр. 313-9-1, 127–129 см). Эти осадки могут быть отнесены к нерасчлененным зонам *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*.

Нижний и средний эоцен также разделены интервалом (9,5 м) без выхода кернa. Возможно, этим объясняется то обстоятельство, что средний эоцен начинается зоной *Globorotalia lehneri* с единичными экземплярами индекс-вида и более обычными *Acarinina bullbrooki*, *A. rotundimarginata*, *Truncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *Globigerapsis index*, *G. kugleri*, *Globigerinatheca barri*, *Globorotalia spinulosa*, *G. frontosa*, *Globigerina senni*, *Globorotaloides carcoselleensis* (интервал от обр. 313-7-2, 70–72 см до обр. 313-7-6, 130–132 см). Эта микрофауна сопровождается обильными переотложенными планктонными фораминиферами верхнего мела, верхнего палеоэоцена (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) и нижнего эоцена (зона *Globorotalia aragonensis*). Иногда переотложенные фораминиферы прекрасно отсортированы турбидными потоками (мелкая и крупная фракции). Переотложенные фораминиферы отличаются очень хорошей сохранностью, тогда как среднеэоценовые фораминиферы *in situ* несут следы резкого избирательного растворения.

Особенно сильно сказалось растворение на планктонных фораминиферах из осадков верхней части среднего эоцена (интервал от обр. 313-5-1, 125–127 см до обр. 313-6-1, 130–132 см), где встречаются лишь редкие *Globigerina senni*, *Globigerapsis index*, *Acarinina bullbrooki*, *Globorotaloides carcoselleensis* совместно с бентосными фораминиферами и обильными переотложенными верхнемеловыми, верхнепалеоэоценовыми и нижнеэоценовыми планктонными фораминиферами.

Средний эоцен и олигоцен разделены перерывом. Из разреза выпадают верхний эоцен и, очевидно, какая-то часть среднего эоцена.

Олигоцен характеризуется обедненными комплексами планктонных фораминифер, несущих явные следы избирательного растворения. Тем не менее он подразделяется на следующие зоны:

в основании разреза микрофауна очень бедная — *Globigerina prasaepis*, *G. ampliapertura*, *G. pseudovenezuelana*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra* (обр. 313-5-0, 20–22 см). Достаточно условно осадки могут быть отнесены к зонам *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*;

зона *Globigerina ampliapertura* с редкими экземплярами индекс-вида и более час-

тыми *G. prasaepis*, *G. tripartita*, *G. pseudovenezuelana*, *G. angustumbilicata*, *G. pseudoampliapertura*, *G. sellii*, *G. tapuriensis*, *Globigerinita unicava*, *G. riveroae*, *G. pera*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia gemma*, *G. nana*, *G. clemenciae* (интервал от обр. 313-4-2, 20–22 см до обр. 313-4-6, 118–120 см). Переотложенные фораминиферы верхнего мела здесь немногочисленны;

зона *Globorotalia oripa*, где встречаются главным образом экземпляры индексида, как наиболее устойчивого к избирательному растворению. Прочие виды совсем единичны — *Globigerina prasaepis*, *G. tripartita*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri* (интервал от обр. 313-3-2, 50–52 см до обр. 313-3-6, 117–119 см);

зона *Globigerina cipericensis* с редкими *Globigerina venezuelana*, *G. sellii*, *G. prasaepis*, *Globigerinita unicava* (обр. 313-3-1, 70–72 см). Она выделяется условно, на основании отсутствия *Globorotalia oripa*.

Выше по разрезу, через 28,5 м, пройденных без отбора керна, залегают осадки среднего миоцена.

Наннопланктон, устойчивый к избирательному растворению, свидетельствует о наличии в скв. 313 всего нижнего эоцена — зоны *Discoaster diastypus*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis* [Bukry, 1975]. Низы среднего эоцена отсутствуют, поскольку установлены лишь верхняя часть зоны *Nannotetrina fulgens* и зона *Reticulofenestra umbilica*. Олигоцен начинается своими самыми нижними слоями (зона *Ericsonia subdisticha*); выше прослеживается вся серия зон до зоны *Sphenolithus cipericensis* включительно.

Радиолярии обильны в нижнем эоцене, определяя зоны *Vescoma bidarfensis* и *Bugyella clinata* [Foreman, 1975].

Разрезы карбонатных осадков палеогена в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор отмечены одной общей особенностью — палеоцен полностью отсутствует. Разрезы отложений эоцена и олигоцена в каждой из скважин неполные, с рядом внутренних перерывов. Они значительно различаются между собой, и лишь сводный разрез позволяет составить представление об общей последовательности зональных подразделений. Снова мы сталкиваемся с интенсивной подводной эрозией. Наиболее резко она выражена на западе (скв. 463) и менее отчетливо проявилась на северо-востоке (скв. 313).

#### ВОСТОЧНО-МАРИАНСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Восточно-Марианской впадины (в некоторых томах Проекта глубоководного бурения она называется Каролинской абиссальной равниной) скважины 59, 61 и 199 были пробурены в ее глубоководной части, а скважины 200 и 202 — на плоской вершине подводной горы Ита-Май-Таи. Естественно, они вскрыли осадки различного фашиального облика (см. рис. 7).

В скв. 59 (11°46,8' с.ш., 147°34,9' в.д., глубина океана 5547 м) бурые глины с кремнями верхнего мела сменяются маломощной (сколо 20 м) пачкой отложений палеогена. К нему относятся красновато-бурые цеолитовые глины с примесью вулканического стекла и обломками кремней. Глины содержат тончайшие прослойки карбонатного материала, из которого был определен наннопланктон палеоцена (*Cruciplacolithus tenuis*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Discoaster multiradiatus*), эоцена (*Reticulofenestra umbilica*, *Discoaster tani tani*, *D. barbadiensis*) и олигоцена (низы зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*). Они сменяются аналогичными бурыми глинами с радиоляриями, очень редкими планктонными фораминиферами и наннопланктонном нижнего миоцена [Fischer, Heezen, et al., 1971]. Осадки деформированы в процессе бурения, что затрудняет их стратификацию. Скв. 59 находится в непосредственной близости от Марианского глубоководного желоба; вулканический пепел по своему происхождению связан, очевидно, с вулканическими аппаратами Марианской островной дуги. По этому признаку палеогеновые осадки в скв. 59 напоминают глины с пелловым материалом, развитые на абиссальной равнине у подножия Гавайского хребта (скв. 45, 46 и 311).

Скв. 61 (12°05,8' с.ш., 147°03,9' в.д., глубина океана 5562 м), расположенной несколько к западу от скв. 59 и в 150 км от Марианского желоба, палеогеновые отложения не вскрыты. Здесь бурые глины с радиоляриями нижнего миоцена располагаются на породах верхнего мела [Winterer et al., 1971]. Единственная оговорка заключается в том, что в связи с плохим выходом керна для палеогена можно допустить существование „окна” размером в несколько первых метров.

Крайне необычный разрез палеогеновых отложений установлен у восточного замыкания Восточно-Марианской абиссальной равнины. Скв. 199 (13°30,8' с.ш., 156°10,3' в.д., глубина океана 6090 м) вскрыла толщу осадков палеогена видимой мощностью 115 м. На глубине 400,5 м от поверхности дна океана фиксируется нормальный контакт мела и палеогена [Heezen, MacGregor et al., 1973 b; Krashennikov, Hoskins, 1973; Hekel, 1973].

Верхний мел (маастрихт) и датский ярус сложены чередованием светло-коричневого и желтоватого плотного наннопланктонного мела, крепких известняков и окремненных известняков. В подчиненном количестве встречаются прослой бурых кремней и красновато-бурых и серых туффитов и туффитовых известняков. Маастрихт заканчивается зоной *Abathomphalus mayagoensis*, где присутствуют редкие экземпляры вида-индекса, *Globotruncanella havanensis*, *G. petaloidea*, *Hedbergella monmouthensis*, *Rugoglobigerina ordinaria*, *R. hexacamerata*, *Pseudoguembelina* sp. Обедненность комплекса объясняется влиянием избирательного растворения, т.е. накопление осадков происходило на глубинах около уровня карбонатной компенсации. На позднемаастрихтский возраст отложений указывает также наннопланктон (зона *Micula mura*).

Датский ярус представлен своими базальными слоями — зоной *Globigerina eugubina*. Комплекс планктонных фораминифер состоит из немногочисленных мельчайших *Globigerina eugubina*, *G. minutula*, *G. fringa*, *G. sabina*, *G. anconitana*, *Chiloguembelina taurica*, *Ch. morsei*, *Guembelitra irregularis*. Спорадически раковин в осадках свидетельствует, что и датские илы отлагались близко к уровню карбонатной компенсации. По наннопланктону отложения принадлежат к зоне *Cruciplacolithus tenuis*. Зона *Globigerina eugubina* установлена в кернах 11 и 10, которые разделены интервалом в 9,5 м, где отбор образцов не производился. Общая мощность зоны достигает 28 м. Она непомерно высока по сравнению с мощностью осадков этого возраста в других разрезах как в океанических впадинах, так и на континентах. Напомним, что в стратотипе (Губбио, Центральные Апеннины, Италия) мощность зоны *Globigerina eugubina* не превышает 0,5 м [Luterbacher, Premoli Silva, 1964]. Изучение наннопланктона — главного компонента рассматриваемых осадков — вскрыло причину аномального увеличения мощности [Hekel, 1973]. Оказалось, что мел и известняки состоят на 20% из датского наннопланктона зоны *Globigerina eugubina*, а 80% составляет переотложенный кампанско-маастрихтский наннопланктон. И среди планктонных фораминифер встречаются переотложенные тонкостенные маастрихтские *Globotruncanella*, *Hedbergella*, *Rugoglobigerina*, *Pseudoguembelina*. Очевидно, основная масса датских фораминифер и наннопланктона была растворена в процессе опускания через толщу воды. Микроорганизмы, переотложенные турбидными потоками за счет разрушения более древних осадков, быстро захоронялись и избегали растворения в условиях абиссальных глубин.

Выше по разрезу следует толща пород верхнего палеоцена мощностью 87 м. Они полагаются несогласно на известняках зоны *Globigerina eugubina*. Этот стратиграфический перерыв отмечен пластом красновато-бурых и зеленоватых окремненных известняков и серовато-бурых туфов. Основная часть датского яруса (от зоны *Globorotalia pseudobulloides* до зоны *Acarinina uncinata*) и низы верхнего палеоцена (зоны *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla*) из разреза выпадают. Верхний палеоцен сложен наннопланктонным мелом белых, желтоватых и бурых оттенков, иногда переходящим в более крепкие известняки. Нередки прослойки бурых кремней. По планктонным фораминиферам различаются две зоны.

Зона *Globorotalia pseudomenardii* характеризуется многочисленными *G. occlusa*, которая сопровождается менее распространенными *G. laevigata*, *G. pseudomenardii*, *G. velascoensis parva*, *G. imitata*, *G. convexa*, *Globigerina velascoensis*, *Acarinina mckannai*. Видовой состав фораминифер здесь более разнообразный, но они с трудом выделяются из крепких пород плохой сохранности и их точное определение не всегда возможно. Видимая мощность зоны 1,5 м, но она отделена от следующей зоны *Globorotalia velascoensis* интервалом в 57 м, пройденным без отбора керна.

В зоне *Globorotalia velascoensis* развиты индекс-вид, *G. laevigata*, *G. occlusa*, *G. apantesma*, *G. hispidicidaris*, *G. imitata*, *G. convexa*, *G. trichotrocha*, *G. aequa*, *Acarinina mckannai*, *A. acarinata*, *A. strabocella*, *A. soldadoensis*, *A. esnaensis*, *A. intermedia*, *Globigerina pana*, *G. velascoensis*, *G. compressaformis*. Своеобразие комплекса фораминифер заключается в том, что резко преобладают виды *Globorotalia*, представители рода *Acarinina* занимают подчиненное положение, а виды *Globigerina* вообще редки. Если

принимать во внимание только виды планктонных фораминифер, встречающиеся в большом количестве экземпляров (*Globorotalia* и в какой-то мере *Acarinina*), то тропический комплекс планктонных фораминифер верхнего палеоцена отличается низким видовым разнообразием.

Совместно с верхнепалеоценовыми планктонными фораминиферами встречаются довольно обычные переотложенные верхнемеловые виды *Abathomphalus*, *Globotruncana*, *Racemiguembelina*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia*. Для них типичны раковины нормальных размеров с утолщенной стенкой и хорошей орнаментацией. Этими признаками они существенно отличаются от фораминифер *in situ* в маастрихтских известняках. Переотложенные раковины происходят из более мелководных осадков со склонов окружающих подводных гор. Тем самым подтверждается, что накопление маастрихтских и нижнедатских карбонатных осадков, вскрытых скв. 199, происходило около уровня карбонатной компенсации. Объем переотложенного верхнемелового наннопланктона в осадках верхнего палеоцена (зона *Discoaster multiradiatus*) Гекель [Heckel, 1973] определяет в 20%. Судя по хорошей сохранности планктонных фораминифер, образование карбонатных илов верхнего палеоцена имело место заведомо выше уровня карбонатной компенсации.

Далее по разрезу следует интервал в 76 м, где бурение велось без отбора керна. Над этим интервалом располагаются осадки совсем иного литологического облика — глубоководные глинистые турбидиты с массой переотложенных планктонных фораминифер и наннопланктона эоцена, олигоцена, нижнего и среднего миоцена. Таким образом, возраст абиссальных турбидитов не древнее среднего миоцена. К сожалению, из-за пропуска в отборе керна мы ничего не можем сказать о соотношении палеоцена с более молодыми осадками.

Разрез мезозойских и кайнозойских отложений в скв. 199 демонстрирует колебания уровня карбонатной компенсации. Накопление датских (и маастрихтских) илов с редкими планктонными фораминиферами проходило около уровня карбонатной компенсации. В верхнем палеоцене хорошая сохранность фораминифер свидетельствует о накоплении илов заведомо выше фораминиферового лизоклина. В миоцене образование бурых глин и турбидитов происходило ниже уровня карбонатной компенсации. Принимая во внимание современную большую глубину (6090 м), довольно трудно найти объяснение флюктуаций "снежной линии". Маловероятно предположение, что океаническое опускание сменилось в палеоцене движением обратного знака с амплитудой 1,5–2 км, а затем в миоцене последовало опускание с амплитудой в несколько километров до современных абиссальных глубин. Столь же проблематично допущение о низком стоянии фораминиферового лизоклина (ниже 5000 м) в палеоценовое время, фактически данные о карбонатном палеоцене в других районах Тихого океана не подтверждают подобное заключение.

Хизен с соавторами [Heezen et al., 1973a; Hesse et al., 1974] сделали попытку объяснить особенности литологии и микрофауны в скв. 199 с позиции мобилизма, т.е. движения Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении. Наннопланктонные илы со скудными фораминиферами маастрихтского и датского ярусов отлагались к югу от экватора. Фораминиферо-наннопланктонные осадки палеоцена маркируют пересечение экваториальной зоны — высокая биологическая продуктивность известкового планктона привела к существенному понижению уровня фораминиферового лизоклина (и карбонатной компенсации). Дальнейшее перемещение плиты в полосу современных широт имело результатом в миоценовое время смену карбонатных осадков на абиссальные глины и турбидиты как следствие понижения продуктивности известкового планктона (т.е. повышения уровня карбонатной компенсации) в сочетании с продолжавшимся океаническим погружением.

Чрезвычайно своеобразные осадки палеогена вскрыты скв. 200 (12° 50,2' с.ш., 156° 47,0' в.д., глубина океана 1469 м) и скв. 202 (12° 48,9' с.ш., 156° 57,2' в.д., глубина океана 1505 м) на гайоте Ита-Маи-Таи [Heezen, MacGregor et al., 1973; Krashennikov, Hoskins, 1973; Hesse, 1973; Крашенинников, 1972].

Разрез осадочных пород начинается пачкой оолитовых известняков мощностью свыше 50 м (скв. 202). Они состоят из оолитов от 0,1 до 1,5 мм в диаметре, скелетных обломков до 3 мм (мшанки, пелециподы, кораллы) и цементирующего карбонатного вещества. Основную массу породы составляют оолиты (до 70%), далее следуют скелетные остатки и цемент (10–15%) и литокласты (2–3%). Органических остатков, которые определили бы возраст оолитовых известняков, не обнаружено. По со-

отношению с покрывающими осадками они являются дозоценовыми (возможно, относятся к палеоцену). Характер подстилающих пород остается неизвестным. Поскольку в оолитовых известняках встречены обломки базальтов, можно предполагать, что они располагаются на базальтах, образующих цоколь этой подводной вулканической горы. Можно сделать еще два предположения. На некоторых уровнях толщи оолитовых пород вращение колонны буровых труб было сильно затрудненным, а керноотборник оказывался пустым. Скорее всего, эти уровни соответствуют горизонтам рыхлых оолитовых песков, которые переслаиваются с крепкими известняками. Последний из кернов принес лишь "известковое молоко" — раствор тончайшего карбонатного ила с обломками кораллов. Вероятно, скважина вскрыла илы внутренней лагуны, куда заносились обломки (продукты разрушения) барьерного кораллового рифа.

Оолитовые известняки сменяются фораминиферовыми песками эоценового возраста.

В скв. 200 пески представляют собой фораминиферовый ил с очень низким содержанием наннопланктона, который, очевидно, выносился слабым, но постоянным течением. Мощности фораминиферового ила оценить невозможно из-за плохого выхода керна (очевидно, несколько первых метров). Среди планктонных фораминифер преобладают *Globorotalia formosa formosa*, *G. formosa gracilis*, *G. marginodentata*, *G. quetra*, *G. wilcoxensis*, *G. troelseni*, *G. apantesma*, *Acarinina triplex*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *A. gravelli*, *A. decepta* в сочетании с менее распространенными *Globorotalia lensiformis*, *Acarinina broedermanni*, *A. camerata*, *Chiloguembelina wilcoxensis*, *Ch. parallela* и редкими *Globorotalia aragonensis*, *G. marksii*, *G. caucasica*, *G. aequa*, *G. nassii*, *G. subbotinae*, *Acarinina esnaensis*, *A. mckannai*, *A. acarinata*, *A. pentacamerata*, *Globigerina taroubaensis* и *G. prolata*.

Состав фораминифер определяет возраст осадков в пределах зон *Globorotalia formosa* и *Globorotalia aragonensis*. Все же сочетание некоторых видов (*Globorotalia caucasica*, *G. aequa*, *G. subbotinae*, *Acarinina pentacamerata*, *A. mckannai* и др.) выглядит не совсем естественным. Возникает сомнение, не переотложены ли фораминиферы зоны *Globorotalia formosa* в осадки зоны *Globorotalia aragonensis* (верхняя часть нижнего эоцена). Характер осадка (фораминиферовые пески с вынесенным наннопланктоном) согласуется с подобным предположением.

Комплекс планктонных фораминифер из нижнего эоцена гайота Ита-Май-Тай более разнообразен, нежели в палеоцене скв. 199, но и здесь представители рода *Globorotalia* (по числу видов и количеству экземпляров) отчетливо преобладают. Виды *Acarinina* занимают подчиненное положение, а виды *Globigerina*, *Pseudohastigerina*, *Chiloguembelina* совсем редки. Если принимать во внимание только широко распространенных представителей фораминифер, то их комплекс опять будет характеризоваться невысоким видовым разнообразием.

Морфологическая особенность некоторых экземпляров *Acarinina pentacamerata*, *A. triplex*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis* заключается в том, что на спиральной стороне раковины, в местах пересечения спиральной и межкамерных шовных линий, наблюдаются дополнительные устьевые отверстия. Формально, эти экземпляры должны быть отнесены к роду *Truncorotaloides*. Тем не менее нет сомнения, что мы сталкиваемся с внутривидовой изменчивостью, когда большая часть акаринин в нижнем эоцене скв. 200 лишена дополнительных апертур. Аналогичные отверстия видны на спиральной стороне раковин у некоторых видов *Globorotalia* (*G. formosa*, *G. marginodentata*, *G. apantesma*, *G. quetra*), но все же они встречаются более редко, чем у представителей *Acarinina*. Все названные виды планктонных фораминифер широко развиты в нижнем эоцене Северного Кавказа, но дополнительные устья на спиральной стороне для них не отмечаются. Возникает вопрос, не отражает ли эта морфологическая черта раковин какую-то биологическую особенность тропических форм *Acarinina* и *Globorotalia*.

В скв. 202 оолитовые известняки перекрываются крепкими фораминиферовыми известняками среднего эоцена (зона *Orbulinoides beckmanni*). Обильные планктонные фораминиферы включают *Orbulinoides beckmanni*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinathesa barri*, *Globigerapsis index*, *G. kugleri*, *Globorotalia spinulosa*, *G. centralis*, *G. lehneri*, *Acarinina bullbrookii*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globigerina pseudovelezuelana*, *G. pseudoeocaena*, *G. frontosa*. Наннопланктон практически отсутствует (вынесен течением в процессе осадконакопления). Мощность среднего эоцена не уста-

новлена из-за плохого выхода керна (из 9-метровой трубки получено всего несколько десятков сантиметров осадков).

Известняки среднего эоцена несогласно покрываются мягкими нано-фораминиферовыми пелагическими илами нижнего миоцена (зона *Globigerinita stainforthi*, переходная к среднему миоцену). Таким образом, перерыв соответствует верхнему эоцену, олигоцену и нижнему миоцену. В неогеновых турбидитах смежной абиссальной равнины (скв. 199) встречены переотложенные планктонные фораминиферы этого возраста — *Globorotalia cerroazulensis*, *G. opima*, *G. pseudokugleri*, *Globigerina angulifuturalis*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *G. praeapicis*, *Cassigerinella chipolensis*, *Pseudohastigerina barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis* и др. Очевидно, карбонатные осадки верхнего эоцена—олигоцена существовали на гайоте Ита-Маи-Таи и соседних подводных горах, но затем были уничтожены размывом.

Геологическую историю гайота Ита-Маи-Таи можно представить в следующем виде. Вулканический цоколь поднятия возник, вероятно, в маастрихтское — палеоценовое время, причем конус вулкана находился выше уровня моря. Подтверждением этому служат прослойки туфов и пепловый материал в глубоководных маастрихтских и палеоценовых осадках скв. 199. На рубеже палеоценового и эоценового времени в результате морской абразии образовался плосковершинный остров и началось накопление оолитовых песков. Как известно, изучение современного оолитообразования на Багамском плато, шельфе Флориды и в Персидском заливе показало, что этот процесс связан с мелководьем прибрежной зоны. На Багамской банке оптимальная глубина образования оолитов менее 1,8 м ниже уровня отлива. Таким образом, в предэоценовое время поверхность острова располагалась в приливно-отливной зоне, причем достаточно продолжительный период, судя по значительной мощности оолитовых известняков. Остров приобрел форму атолла с внутренней лагуной и окаймляющими барьерными рифами.

В нижнеэоценовое время имело место опускание гайота и накопление оолитов сменилось пелагическим осадкообразованием. Возникли пески из раковин планктонных фораминифер. В нижнем и среднем эоцене гайот находился под воздействием течений — разрез осадков этого возраста неполный в связи с размывами, наннопланктон вынесен, наблюдается сортировка раковин планктонных фораминифер по размеру и, возможно, их частичное переотложение. Верхнеэоценовая и олигоценая страницы истории остаются для нас закрытыми — осадки этого возраста уничтожены подводной эрозией, и их литологические особенности нам неизвестны. Неогеновое время отмечено накоплением обычных пелагических нано-фораминиферовых илов, т.е. в нижнем миоцене гайот погрузился на глубины, близкие к современным.

Современная глубина гайота Ита-Маи-Таи (1505 м) соответствует амплитуде его погружения. При допущении равномерности процесса океанического погружения скорость будет составлять 32 м/млн. лет. Не исключена, однако, неравномерная, прерывистая природа этого процесса. Переломным моментам ускоренного погружения отвечают размывы и стратиграфические перерывы; кроме того, монотонный характер осадков и комплексов планктонных фораминифер (в экологическом плане) свидетельствует об отсутствии крупных батиметрических перестроек на протяжении среднего миоцена — квартера.

#### КАРОЛИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Каролинское поднятие — олигоценое вулканогенное образование, к северу спускается крутыми ступенями к абиссальной равнине, приуроченной уже к древней (мезозойской) коре Тихого океана. На одной из верхних ступеней пробурена скв. 56, на ступени, ниже по склону, — скв. 55 и 57 и у подножия поднятия — скв. 58 (рис. 8).

Скв. 56 (8° 22,4' с.ш., 143° 33,6' в.д., глубина океана 2508 м) на глубине 270 м достигла акустического фундамента, но изношенность буровой коронки не позволила получить образцы твердых пород. По аналогии со скв. 57 достаточно ясно, что этими породами акустического фундамента являются базальты. Нано-фораминиферовый мел с обильной пирокластикой, взятый из самой буровой колонки, свидетельствует о принадлежности осадков к зоне *Globigerina ciproensis* верхнего олигоцена. Комплекс планктонных фораминифер состоит из обильных *Globigerina ouachitaensis*, *G. angustumbilicata*, менее частых *G. angulifuturalis*, *G. praebulloides*, *Globorotalia pseudokugleri*, *G. brevispira* и редких *Globigerina ciproensis*, *G. pseudoedita*, *G. woodi*. На верхне-

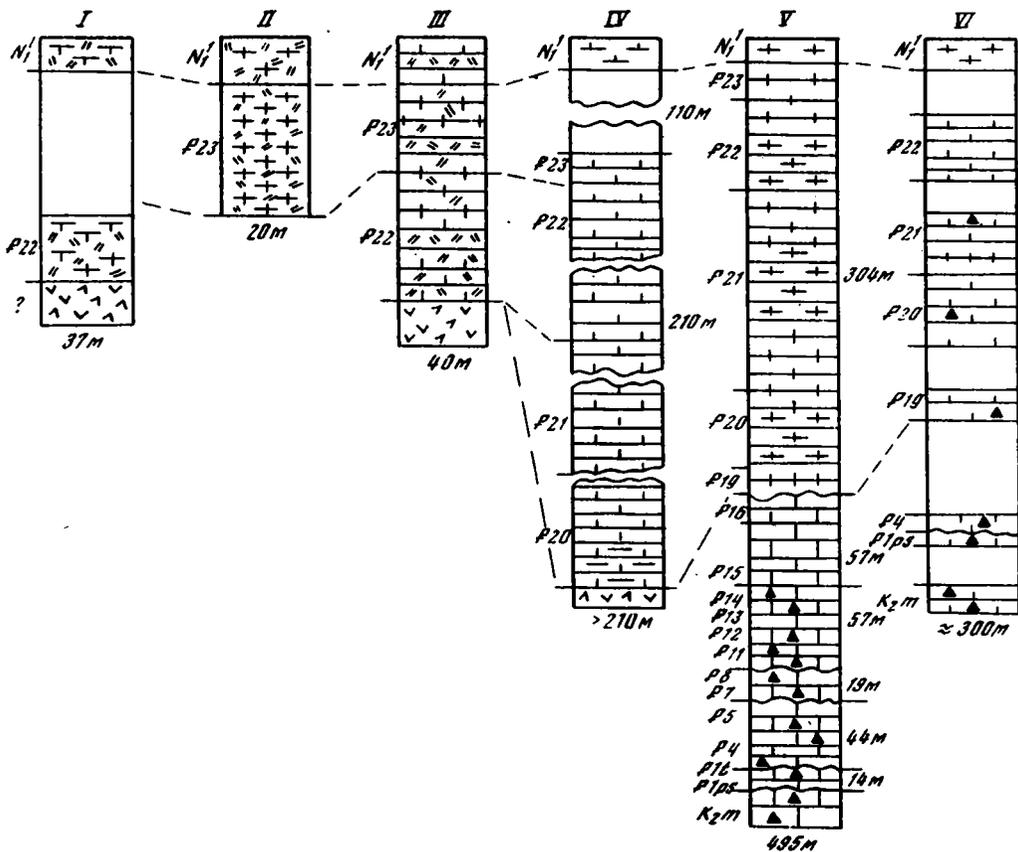


Рис. 8. Разрезы палеогеновых отложений Каролинского поднятия, Восточно-Каролинской впадины и поднятия Онтонг-Джава

I—III — Каролинское поднятие: I — скв. 56, глубина океана 2508 м, II — скв. 55, глубина океана 2850 м, III — скв. 57, глубина океана 3300 м; IV — Восточно-Каролинская впадина, скв. 63, глубина океана 4472 м; V, VI — поднятие Онтонг-Джава: V — скв. 289, глубина океана 2206 м, VI — скв. 288, глубина океана 3014 м

Условные обозначения см. на рис. 5

олигоценый возраст указывают также наннопланктон (зона *Sphenolithus ciperoensis*) и радиолярии (зона *Lichnocanium bipes*). Выше по разрезу следует 37-метровый интервал без отбора керна, а далее располагаются нано-фораминиферовые или базальной части нижнего миоцена — зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*. Планктонные фораминиферы представлены многочисленными *Globorotalia kugleri*, *G. pseudokugleri*, *G. siakensis*, *G. nana*, *Globigerina bradyi*, *G. juvenilis*, *G. angustumbilicata*, которые сопровождаются нередкими *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerina woodi*, *G. venezuelana*, *G. binaiensis*, *Globoquadrina praedehiscens*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri* и редкими *Globigerinoides primordius* [Fischer, Heezen et al., 1971; Krasheninnikov, 1971].

Скв. 55 (9° 18,1' с.ш., 142° 32,1' в.д., глубина океана 2850 м) также не достигла базальтового фундамента. Тяжелый тайфун Виола, обрушившийся на корабль, заставил нас быстро поднять колонну буровых труб и оставить район бурения. Тем не менее скважина вскрыла самую верхнюю часть олигоцена — зону *Globorotalia kugleri*. Фораминиферо-наннопланктонный мел этого возраста характеризуется обильными *Globorotalia kugleri*, *Globigerina juvenilis*, *G. bradyi*, *G. angustumbilicata* в сочетании с *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerina praebulloides*, *G. tripartita*, *G. venezuelana*, *G. woodi*, *Globigerinita dissimilis*, *G. unicava*, *Globorotalia siakensis*, *G. pseudokugleri*, *G. brevispira*, *G. nana*, *Globoquadrina praedehiscens*. Мощность отложений зоны (видимая) около 20 м; в осадках присутствует пепловый материал. Рассматриваемые отложения по радиоляриям относятся к зоне *Lichnocanium bipes*, а по наннопланктону — к нижней части зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*. Выше залегает фораминиферо-

наннопланктонный мел нижнего миоцена (зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*).

Зона *Globorotalia kugleri*, которой завершается олигоцен, в предыдущей скв. 56 не была установлена. Она приходится здесь на интервал без отбора керн, разделяющий зону *Globigerina ciperoensis* (олигоцен) и зону *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri* (нижний миоцен).

Все эти три зоны прослеживаются в разрезе скв. 57 (8° 40,9' с.ш., 143° 32,0' в.д., глубина океана 3300 м). В забое скважины залегают крепкие свежие оливковые долериты, они четко наблюдаются при сейсмопрофилировании (акустический фундамент). Вулканические породы покрываются толщей (мощность около 40 м) осадков верхнего олигоцена – светло-серого и серо-зеленоватого наннопланктонного мела, насыщенного пепловым материалом, с прослоями темно-серых и черных туффитов. Мел состоит на 50–70% из наннопланктона, 5–12% из планктонных фораминифер, 3–4% из радиолярий и спикул губок, 10–25% из пепла (стекло, плагиоклазы, темноцветные минералы). Прослой вулканических пеплов мощностью от 2–3 до 10–15 см обычно имеют резкую нижнюю границу и расплывчатую верхнюю. Содержание пеплового материала колеблется в широких пределах (40–70%); весьма изменчиво и содержание биогенного компонента. Характер осадков, насыщенных пирокластикой, подтверждает нормальный (нейнтризвивный) контакт вулканических пород и наннопланктонного мела.

Базальные слои разреза принадлежат зоне *Globigerina ciperoensis*, где широким распространением пользуются *G. ciperoensis*, *G. ouachitaensis*, *G. angulisuturalis*, *G. angustiumbilitata*, *G. praebulloides*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia nana*, *G. brevispira*, а в кровле появляются *Globigerina woodi*, *G. pseudoedita*, *Globorotalia pseudokugleri*. По наннопланктону эти слои относятся к зоне *Sphenolithus ciperoensis*, по радиоляриям – к зоне *Lichnocanium bipes*. Выше следует зона *Globorotalia kugleri*, завершающая олигоцен. Среди планктонных фораминифер обычны *G. kugleri*, *G. pseudokugleri*, *G. nana*, *G. brevispira*, *Globigerina bradyi*, *G. juvenilis*, *G. angustiumbilitata*, *G. woodi*, *G. pseudoedita*, *Cassigerinella chipolensis*. Переход к миоцену постепенный, о чем свидетельствуют осадки зоны *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*.

Скв. 58 (9° 14,1' с.ш., 144° 25,1' в.д., глубина океана 4503 м) на глубине 173 м достигла акустического фундамента, но проходка по крепким породам оказалась невозможной. Судя по обломкам свежих базальтов в буровой коронке, акустический рефлектор соответствует базальтовому фундаменту. На нем располагаются радиоляриево-наннопланктонные илы с прослоями вулканических пеплов. Они относятся к базальной части нижнего миоцена (зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri* по фораминиферам, верхняя часть зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* – по наннопланктону и зона *Calocycletta virginis* – по радиоляриям). Таким образом, отложения верхнего олигоцена в скв. 58 отсутствуют и базальты имеют, очевидно, несколько более молодой возраст по сравнению с вулканическими породами собственно Каролинского поднятия (скв. 56, 57).

Непрерывные разрезы позднеолигоценовых – миоценовых отложений Каролинского поднятия весьма интенсивны и важны в том плане, что демонстрируют процесс постепенного изменения планктонных фораминифер на рубеже олигоцена и миоцена. Ассоциации их из осадков зоны *Globigerina ciperoensis* имеют типично олигоценовый облик, из зоны *Globigerinita dissimilis* – бесспорно нижнемиоценовый. Эти две зоны разделялись зоной *Globorotalia kugleri* s. l., по терминологии Болли [Bolli, 1957b], или зоной *Globigerinoides quadrilobatus primordius* – *Globorotalia kugleri*, по терминологии Блоу [Blow, 1969]. Данный интервал одновременно представляет собой и биоэзону вида *Globorotalia kugleri*, будучи очень удобен при определительской работе. Изучение планктонных фораминифер, однако, показало, что они носят переходный характер, а внутри зоны появляется род *Globigerinoides*. Подобная особенность микрофауны приводила к противоречивой трактовке возраста зоны *Globorotalia kugleri* s. l.: одни исследователи помещали ее в кровлю олигоцена, другие – в основание миоцена. Разделение зоны *Globorotalia kugleri* s. l. на две зоны самостоятельного значения выглядело вполне обоснованным и логичным [Bolli, 1966; Bolli, Premoli Silva, 1973; Bolli, Krashennnikov, 1977]. Нижняя из них получила название "зона *Globorotalia kugleri* s. str."; осадками этого подразделения завершался олигоцен. Верхняя зона известна в литературе под названием "зона *Globigerinoides primordius*", или "зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*"; осадками ее начинается миоцен.

Разрезы Каролинского поднятия знакомят с двумя особенностями изменения планктонных фораминифер на границе палеогена и неогена: постепенностью трансформации олигоценых комплексов в миоценовые и наличием интервала с переходной микрофауной (зона *Globorotalia kugleri* в широком понимании). Принципиально появление рода *Globigerinoides*. На первых порах его видовое разнообразие (*G. primordius*, *G. altiapertura*) и количество экземпляров были невелики. Однако эти представители дали начало мощному филогенетическому пучку видовых и родовых таксонов, которые определили "микрорепалеонтологическое лицо" неогена и квартала. Именно по этой причине подошву миоцена правомерно проводить по нижней границе зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*.

#### ПОДНЯТИЕ ЗАУРИПИК

Лишь одна скв. 62 была пробурена в южной части поднятия Заурипик ( $1^{\circ}52,2'$  с.ш.,  $141^{\circ}56,3'$  в.д., глубина океана 2591 м). На глубине 581 м от поверхности дна океана скважина вскрыла сахаровидные доломиты и доломитизированный фораминиферо-наннопланктонный мел, интрузивные базальты. Интрузивный характер контакта доказывается наличием ксенолитов известняка в базальтах и уменьшением степени контактового метаморфизма в сторону от зальбандов силла. Раковины планктонных фораминифер в породе сильно разрушены и не поддаются определению. На некоторых участках хорошо сохранился наннопланктон, позволяющий отнести отложения к зоне *Sphenolithus distentus* верхнего олигоцена. В 40 м выше по разрезу располагаются наннопланктонные мелоподобные известняки самой верхней части олигоцена (зона *Sphenolithus ciperoensis* и, возможно, зона *Triquetrorhabdulus carinatus*). Еще в 30 м выше по разрезу осадки уже имеют нижнемиоценовый возраст (зона *Discoaster drugii* по наннопланктону, зона *Calocycletta virginis* по радиоляриям). Очевидно, скв. 62 также вскрыла непрерывную последовательность осадков верхнего олигоцена и нижнего миоцена, но редкий отбор керн лишает возможности наблюдать всю серию зон по различным группам микроорганизмов.

Конечно, базальтовый силл не дает представления о возрасте океанического фундамента, последний должен находиться на большей глубине. В 1 км к востоку от скв. 62 поверхность акустического фундамента (на сейсмопрофилограмме) располагается на 100 м ниже по сравнению с силлом в скв. 62. При допущении той же скорости осадкоаккумуляции, что и для неогена и верхнего олигоцена в скв. 62, возраст базальных слоев осадочного чехла будет соответствовать нижнему олигоцену.

Таким образом, базальтовый магматизм олигоцена не ограничивается Каролинским поднятием, но и распространяется на область поднятия Заурипик. Однако базальты здесь несколько более древние (нижнеолигоценые?). Очень сложен вопрос о способе возникновения базальтовой коры олигоценового времени. Винтерер с соавторами [Winterer et al., 1971] допускают существование в области поднятий Заурипик и Каролинского одного или нескольких центров спрединга с базальтовым вулканизмом. Один из таких спрединговых центров мог совпадать с простиранием хр. Заурипик. Процессы раздвижения и новообразования коры к концу олигоцена полностью завершились, и центры спрединга перестали существовать.

#### ВОСТОЧНО-КАРОЛИНСКАЯ ВПАДИНА

Весь чехол осадочных пород мощностью 566 м вскрыт в восточной части котловины скв. 63 ( $0^{\circ}50,16'$  с.ш.,  $147^{\circ}53,25'$  в.д., глубина океана 4472 м) (см. рис. 8). Скважина достигла базальтов, содержащих обломки известняков, однако отсутствие обжига и доломитизации вышележащих осадков, их насыщенность вулканическим стеклом говорят в пользу экструзивного происхождения базальтов и нормального характера контакта [Winterer et al., 1971]. Базальты покрываются серым и желтоватым плотным наннопланктонным мелом, глинистым в нижней части. Планктонные фораминиферы свидетельствуют об олигоценовом возрасте мелоподобных известняков нижней части разреза — зоны *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis* и, вероятно, *Globorotalia kugleri*. Соответственно по наннопланктону выделяются зоны *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus* и *Sphenolithus ciperoensis*. Видимая мощность олигоценых отложений в экваториальной области составляет 210 м. В действительности она значительно больше — выше следует интервал

в 110 м, пройденный без отбора керн, а далее — наннопланктонные илы зоны *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri* нижнего миоцена (или зоны *Calocycletta virginis* по радиоляриям). Даже при эпизодическом отборе керн переход от олигоцена к миоцену выглядит непрерывным.

Планктонные фораминиферы олигоцена отличаются обилием экземпляров, хорошей сохранностью, но низким систематическим разнообразием [Brönnimann, Resig, 1971].

Разрез олигоценых отложений Восточно-Каролинской впадины напоминает такое поднятия Эзуришк и Каролинского, но начинается более древними слоями (зона *Globigerina ampliapertura*).

#### ПОДНЯТИЕ ОНТОНГ-ДЖАВА

Эта положительная структура западной экваториальной части Тихого океана замечательно мощным чехлом карбонатных биогенных осадков. Палеогеновые отложения вскрыты скв. 64 (рейс 7) и скв. 288 и 289 (рейс 30) (см. рис. 8). В данных рейсах "Гломар Челленджера" принимали участие опытные специалисты — П. Бронниманн и И. Ресиг (рейс 7) и Т. Саито (рейс 30). Ими выполнено зональное расчленение разрезов палеогена по планктонным фораминиферам, и мы можем оценить характерные особенности палеогеновой стратиграфии. Однако разделов, посвященных планктонным фораминиферам, в томах 7 и 30 нет. Редкий случай для изданий Проекта глубоководного бурения и поистине несчастливое совпадение! Не представляется возможным почерпнуть из литературных источников сведения о своеобразии экваториальных комплексов планктонных фораминифер.

Самой северной из пробуренных скважин является скв. 289 (0°29,92' ю.ш., 158°30,69' в.д., глубина океана 2206 м). Она вскрыла толщу палеогеновых отложений мощностью 495 м с пятью внутренними перерывами. Палеоцен, нижний и средний эоцен состоят из переслаивания белых, светло-серых и серых нанно-фораминиферовых илов, мела и известняков со значительным количеством кремневых стяжений различного размера и разных оттенков серого цвета. Отдельные прослои обогащены радиоляриями (до 30—45%). Осадки обнаруживают четкие следы биотурбации, будучи пронизаны горизонтальными и вертикальными ходами диаметром от 2 мм до 1 см. Аналогичные нанно-фораминиферовые мел и известняки слагают верхний эоцен, но кремни здесь отсутствуют. В олигоцене доминируют мягкие белые нанно-фораминиферовые илы с подчиненными прослоями более литифицированного мела.

Палеоцен отделен от верхнего мела перерывом, но продолжительность его невелика — выпадает какая-то часть верхнего маастриха и самые низы датского яруса (зона *Globigerina eugubina*). Верхний маастрих (зона *Micula turgida* по наннопланктону) покрывается осадками с фораминиферами зон *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidadensis* (датский ярус). Следующий перерыв отделяет датский ярус от верхнего палеоцена, интервал его более значительный (выпадают три зоны — *Asarina uncinata*, *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla*). Верхний палеоцен представлен только двумя последними зонами — *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*. Как видим, разрез палеоцена стратиграфически неполный, поэтому мощность его невелика (58 м).

Граница палеоцена и нижнего эоцена отмечена несогласием, с которым связано отсутствие зоны *Globorotalia subbotinae*. Далее выделяются зоны *Globorotalia formosa* и *Globorotalia aragonensis*. Мощность нижнего эоцена 19 м.

Четкий перерыв фиксируется на рубеже нижнего и среднего эоцена. Это приводит к выпадению из разреза верхов нижнего эоцена (зона *Globorotalia palmerae*) и низов среднего эоцена (зона *Hantkenina aragonensis*). Выше прослеживаются все средне-эоценовые зоны по планктонным фораминиферам — *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri*, *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri*. Мощность осадков среднего эоцена составляет 57 м.

Средний и верхний эоцен связаны постепенным переходом. В последнем выделяются зоны *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cosoensis*. Мощность верхнего эоцена также 57 м.

Хорошо выражен перерыв на границе верхнего эоцена и олигоцена, в связи с чем отсутствует верхнеэоценовая зона *Globigerina gortanii* — *Globorotalia centralis* и нижне-олигоценая зона *Globigerina tapuriensis*. Далее установлены все зоны олигоцена —

*Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperensis*. Поскольку в верхней части последней развита *Globorotalia kugleri*, то осадки этого интервала должны быть отнесены к зоне *Globorotalia kugleri* s. str. Скорости накопления осадков были чрезвычайно велики, мощность олигоценовых илов равна 304 м.

Контакт палеогена и неогена согласный, в основании нижнего миоцена располагается зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*.

Наннопланктон дает серию зон, аналогичных фораминиферовым. Радиоларии встречаются в среднем эоцене спорадически, где выделяется зона *Podocyrthis mitra*. В верхнем эоцене (зона *Thyrsoyrtis bromia*) и в олигоцене (зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Dorcadospyrus ateuchus* и *Lychnocanoma elongata*) их присутствие постоянно, что и позволяет установить эту последовательность зон [Andrews, Packham et al., 1975].

В 160 км к югу от рассмотренной скважины находится скв 64 (1°44,56' ю.ш., 158°36,51' в.д., глубина океана 2052 м). Она бурилась с эпизодическим отбором керна и мало что добавляет к характеристике разреза палеогеновых отложений в скв. 289. Мощность палеогена 345 м, но эта величина относится к олигоцену и верхнему эоцену, ибо средний эоцен вскрыт лишь в забое скважины. Таким образом, скорость накопления карбонатных биогенных осадков была весьма велика (около 25 м/млн. лет для олигоцена и 13 м/млн. лет для верхнего эоцена).

Средний эоцен сложен нанно-фораминиферовым известняком с прослойками серых кремней. В связи с окремнением планктонные фораминиферы плохой сохранности, многочисленные *Globorotalia spinulosa* и *Truncorotaloides rohri* определяют возраст осадков в пределах зоны *Globorotalia lehneri* – зоны *Truncorotaloides rohri*; по радиолариям известняки относятся к средней части среднего эоцена (зона *Podocyrthis mitra*).

Верхний эоцен и олигоцен представлены наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми известняками и мелом, кремни здесь отсутствуют. Верхний эоцен соответствует зоне *Globorotalia socoensis* (или зоне *Thyrsoyrtis bromia* по радиолариям), отделяясь интервалом в 55 м без отбора керна от среднего эоцена. Этот интервал должен быть заполнен целой серией радиолариевых зон – *Podocyrthis chalara*, *Podocyrthis goetheana*, *Thyrsoyrtis tetracantha* и нижней частью зоны *Thyrsoyrtis bromia*. Либо здесь имеют место сокращенные мощности, либо средний и верхний эоцен разделены перерывом. В олигоцене прослеживаются зоны *Globigerina sellii* и *Globorotalia opima* по фораминиферам, зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Dorcadospyrus ateuchus* и *Lychnocanium bipes* по радиолариям. Контакт с миоценом, очевидно, согласный, поскольку последний начинается зоной *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri* [Winterer et al., 1971; Brönnimann, Resig, 1971].

Базальный сейсмический рефлектор (предположительно, базальты) находится примерно в 150 м ниже забоя скважины, т.е. разрез нижнего эоцена, палеоцена и мела сокращенный или стратиграфически очень неполный, как и в скв. 289.

В связи с этим интересно отметить, что разрез, аналогичный вскрытому скв. 64, в естественных обнажениях наблюдается на о-ве Малаита, в юго-восточной части архипелага Соломоновых островов [McTavish, 1966]. Здесь на комплексе лав и вулканических брекчий (базальтовый фундамент) залегают маломощные аргиллиты Кваре верхнемелового возраста (в основании они содержат *Planomalina buxtorffi* верхнего альба – нижнего сеномана). Палеоцен, нижний эоцен и часть среднего эоцена, очевидно, отсутствуют. Разрез палеогена начинается кремнистыми известняками среднего эоцена. Выше следуют мягкие глинистые и мелоподобные известняки верхнего эоцена и олигоцене мощностью до 500–600 м (формація Алите). Они согласны сменяются мелоподобными известняками нижнего миоцена с *Globorotalia kugleri*, глобоквадринами и глобигериноидесами. Содержание планктонных фораминифер в осадках исключительно велико. По мнению Мак-Тавиша, накопление известковых биогеновых илов палеогена происходило в океанических условиях на глубинах около 3000 м. Последующее бурение на плато Онтонг-Джава подтвердило его предположение. В результате тектонических процессов в зоне островной дуги океанические осадки оказались выведенными на дневную поверхность. Отметим, что о-в Малаита отделен от плато Онтонг-Джава глубоководным желобом.

Скв. 288 приурочена к юго-восточному замыканию плато Онтонг-Джава (5°58,35' ю.ш., 161°49,53' в.д., глубина океана 3014 м). Разрез палеогеновых отложений мощностью около 270 м при общем сходстве с палеогеном скв. 289 и 64 отличается целым

рядом существенных особенностей (см. рис. 8). Палеоцен состоит из нано-фораминиферового и наннопланктонного мела с прослоями кремней. Эоцен отсутствует или сокращенной мощности. К олигоцену относятся мягкие фораминиферо-наннопланктонные илы и слабо консолидированный мел, в основании встречены редкие стяжения кремней. Поскольку отбор керна был прерывистым, не представляется возможным оценить стратиграфическую полную разреза.

Неясен характер контакта между мелом и палеогеном — средний маастрихт (зона *Globotruncana gansseri*) и датский ярус (зона *Globorotalia pseudobulloides*) разделены интервалом в 28 м без отбора керна. Перерыв здесь вполне вероятен.

Несомненное несогласие разделяет датский ярус и верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*) с *G. pseudomenardii*, *G. velascoensis*, *G. laevigata*, *G. charmani*. Вопрос об эоцене остается открытым, поскольку интервал в 66 м пройден без отбора керна. Конечно, весь эоцен невозможно "вложить" в эти узкие рамки. Вряд ли можно сомневаться, что значительная часть эоцена (или даже осадки всего отдела) уничтожена размывом. Подтверждением служат переотложенные планктонные фораминиферы в базальных слоях олигодена, причем виды нижнего (*Globorotalia subbotinae*, *G. caucasica*) и среднего (*Truncorotaloides rohri*) эоцена встречаются редко, а планктон верхнего эоцена (*Globigeropsis semiinvoluta*, *Cribohantkenina inflata*, *Hantkenina alabamensis*, *Globorotalia centralis*) обилен. В составе олигодена выделяются зоны *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*. Основная часть мощности палеогеновых осадков (около 200 м) относится именно к олигоцену. Нижний миоцен начинается зоной *Calocycletta virginis* (по радиоляриям), тогда как ниже располагается зона *Lychnocanoma elongata*, т.е. переход от олигодена к миоцену непрерывный [Andrews, Packham et al., 1975].

Разрезы палеогеновых отложений плато Онтонг-Джава обнаруживают общее сходство при некоторых второстепенных различиях. Повсеместно они сложены карбонатными осадками с прослоями кремней в палеоцене, нижнем и среднем эоцене. Перерыв отделяет мел от палеогена. Толща отложений палеоцена и эоцена сравнительно небольшой мощности, с несколькими перерывами. Последние наиболее типичны для палеогена скв. 288, что объясняется ее положением на фланге плато. Прекрасно развиты осадки олигодена, достигающие большой мощности. Переход от олигодена к миоцену постепенный.

#### ВПАДИНА НАУРУ

В этой глубоководной впадине пробурена скв. 462 (07°14,25' с.ш., 165°01,83' в.д., глубина океана 5189 м). Конечно, характер палеогеновых отложений здесь существенно иной, нежели на плато Онтонг-Джава (рис. 9). Прежде всего мощность палеогена сокращается до 256 м. Представлен палеоген карбонатными осадками, но накопление их происходило близко к фораминиферовому лизоклину. Поэтому планктонные фораминиферы сильно затронуты избирательным растворением, иногда редки или совсем отсутствуют. Основным компонентом осадков становится наннопланктон; высоким процентным содержанием характеризуются радиолярии. Иногда осадки напоминают турбидиты, переотложенный карбонатный материал в своем происхождении связан с эрозионными процессами на плато Онтонг-Джава, поднятиях Маршалловых островов и островов Гилберта [Larson, Schlanger et al., 1981]. В современном рельефе океанического дна хорошо наблюдаются подводные каналы, по которым турбидные потоки перемещали продукты разрушения относительно мелководных осадков на абиссальную равнину впадины Науру [Wipperfurth et al., 1981].

В палеогене скв. 462 различаются три литологические толщи осадков. Палеоцен, нижний и средний эоцен сложены чередованием белых наннопланктонных известняков, светло-серых и голубоватых окремненных известняков и бурых кремней. Количество прослоев кремней велико. Именно этой литологической особенностью объясняется низкая скорость проходки и плохой выход керна. Основная масса кремней приурочена к нижнему и среднему эоцену. Среди карбонатных пород встречаются также прослойки радиоляриевых илов, превращенных в процессе диагенетических преобразований в крепкие радиоляриты. К верхнему эоцену относится белый и желтоватый мел с прослоями более крепких известняков, порцелланитов и буроватых, обогащенных радиоляриями известняков. Настоящие кремни здесь практически исчезают. Осадки олигодена заметно менее литифицированы — белый и светло-серый мел с про-

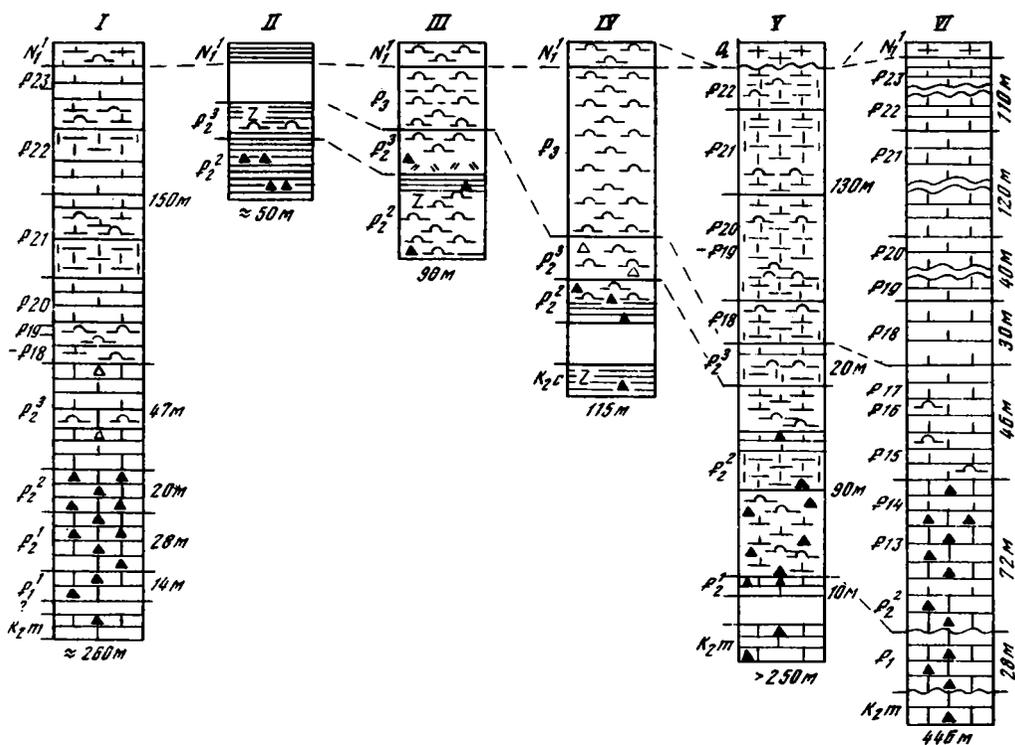


Рис. 9. Разрезы палеогеновых отложений впадины Науру, Центрально-Тихоокеанской впадины и поднятия Магеллана

I — впадина Науру, скв. 462, глубина океана 5189 м; II—V — Центрально-Тихоокеанская впадина: II — скв. 168, глубина океана 5406 м, III — скв. 65, глубина океана 6130 м, IV — скв. 166, глубина океана 4950 м, V — скв. 165, глубина океана 5040 м; VI — поднятие Магеллана, скв. 167, глубина океана 3166 м

Условные обозначения см. на рис. 5

слоями мягких наннопланктонных илов и более плотных радиоляриевых илов. Порцелланиты, а тем более кремни совершенно отсутствуют.

Литологические различия трех указанных толщ осадков хорошо наблюдаются на каротажных диаграммах. Для палеоцена, нижнего и среднего эоцена каротажная кривая резко контрастная, с множеством узких пиков, соответствующих прослоям крепких кремней. В верхнем эоцене амплитуда вариаций кривой значительно сокращается. В олигоцене каротажная кривая становится почти плавной.

Характер контакта верхнего мела и палеогена остался неизвестным из-за плохого выхода керна [Premoli Silva, Violanti, 1981]. Наиболее вероятно, что он отмечен несогласием. Выше зоны *Globotruncana gansseri* (средний маастрихт) установлены отложения, которые находятся в пределах зон *Chiasmolithus danicus* и *Ellipsolithus macellus* (верхняя часть датского яруса — самые низы верхнего палеоцена). Поскольку мощность палеоцена не превышает 10–14 м, разрез его, конечно, стратиграфически неполный.

В нижнем эоцене по наннопланктону установлены нерасчлененные зоны *Marthasterites contortus* и *Discoaster binodosus*; нижнеэоценовый возраст осадков подтверждается бедным комплексом планктонных фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae* — *G. formosa gracilis*, *G. aequa*, *G. wilcoxensis*, *Acarinina acarinata*. Вышележащие слои отнесены к нерасчлененным зонам *Marthasterites tribrachiatus* и *Discoaster lodoensis* нижнего эоцена. Не исключено, что эта пачка захватывает и самые низы среднего эоцена (зону *Discoaster sublodoensis*). Редкие планктонные фораминиферы приводят к аналогичному результату (нерасчлененные зоны *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*). Мощность нижнего эоцена около 28 м.

Средний эоцен надежно определяется по радиоляриям — зоны *Podocyrtes mitra* и *Podocyrtes chalara*. Наннопланктон указывает на несколько более низкие слои среднего эоцена (зона *Nannotetrina fulgens*). Мощность отложений этого возраста не превышает 20 м.

Верхний эоцен устанавливается по различным группам микроорганизмов. Планктонные фораминиферы представлены *Globorotalia coccaensis*, *G. cerroazulensis*, *G. pseudoampliapertura*, *Hantkenina* sp., *Globigerinita unicava*, *G. pera*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina linaperta*, *G. tripartita*, *G. galavisi*, *Pseudohastigerina micra*, что свидетельствует о принадлежности к зоне *Globorotalia coccaensis*. Выше появляются *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia gemma*, *G. munda*, намечая переход к олигоцену. Радиолярии определяют переход от среднего эоцена к верхнему (зона *Podocyrtes goetheana*) и собственно верхний эоцен (зона *Thyrsoyrtes bromia*). Мощность верхнего эоцена 47 м.

Олигоценовые отложения развиты в полном стратиграфическом объеме. Они подразделяются на следующие зоны:

нерасчлененные зоны *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*, комплекс планктонных фораминифер которых состоит из *G. tapuriensis*, *G. ampliapertura*, *G. prasaepis*, *G. praebulloides*, *G. tripartita*, *G. galavisi*, *G. linaperta*, *G. officinalis*, *G. angustiumbilitata*, *G. rohri*, *G. angiporoides*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia pseudoampliapertura*, *G. nana*, *G. gemma*, *G. munda*, *Pseudohastigerina micra*, *Ps. barbadoensis*, *Ps. naguwichiensis*;

зона *Globigerina ampliapertura*, где встречается сходный комплекс фораминифер, но виды *Pseudohastigerina* отсутствуют;

зона *Globorotalia orima*, которая характеризуется появлением индексо-вида. Сопровождающие виды включают *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia gemma*, *G. munda*, *G. nana*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina officinalis*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. winkleri*, *G. praebulloides*, *G. angustiumbilitata*;

зона *Globigerina ciperoensis*, отмеченная развитием индексо-вида, *G. angulisuturalis*, *Globorotalia siakensis*, *G. mendacis*, *G. semivera*. Им сопутствуют *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina officinalis*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *G. angustiumbilitata* и немногочисленные *Globoquadrina praedehiscens* и *G. baroemoenensis*;

зона *Globorotalia kugleri*, к новым элементам которой принадлежат *G. pseudokugleri*, *G. kugleri*, *Globigerinita stainforthi*, *G. dissimilis* и *Globigerina venezuelana*. Прочие виды представлены *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Globigerina officinalis*, *G. praebulloides*, *G. angustiumbilitata*, *Globoquadrina baroemoenensis*, *G. praedehiscens*, *Globorotalia siakensis*, *G. semivera*, *G. mendacis*.

Мощность олигоценовых отложений достигает 150 м. Непрерывность разреза осадков олигоцена подчеркивается всей серией зон по наннопланктону и радиоляриям, свойственных этому отрезку геологического времени. На основании радиолярий можно сделать вывод, что переход от олигоцена к миоцену постепенный — олигоценовые зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Dorcadospyras ateuchus* и *Lychnocanoma elongata* сменяются нижнемиоценовыми зонами *Cyrtocapsella tetrapera*, *Stichocorys delmontensis*, *Stichocorys wolffii* [Sanfilippo et al., 1981].

Как отмечалось выше, палеогеновые осадки впадины Науру отличаются массой переотложенного материала. В этом отношении они напоминают абиссальные турбидиты Восточно-Марианской впадины (скв. 199) и более мелководные карбонатные турбидиты поднятия Хесса (скв. 466) и Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 171, 313 и 463). Переотложение происходило на протяжении всего палеогенового времени, но наибольшие масштабы оно принимало в верхнем эоцене в верхнем олигоцене [Larson, Schlanter et al., 1981; Premoli Silva, Violanti, 1981; Premoli Silva, Brusa, 1981]. Переотложенный органогенный материал можно подразделить на две группы.

Первую из них составляют планктонные фораминиферы и наннопланктон мелового и палеогенового возраста, переотложенные из океанических осадков того облика, который стал известен после бурения на плато Онтонг-Джава. Скопления сортированных раковин планктонных фораминифер образуют прослой фораминиферовых песков. Среди этих микроорганизмов обнаружены виды из зональных подразделений палеогена, не известных в разрезе скв. 462 (зоны *Globigerina eugubina* и *Acarinina uncinata* датского яруса, зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis* верхнего палеоцена, зоны *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia lehneri* и *Truncorotaloides rohri* среднего эоцена, зона *Globigerapsis semiinvoluta* верхнего эоцена).

Вторая группа переотложенных организмов состоит из остатков фауны и флоры, типичных для мелководных (в том числе, рифовых) фаций. Наиболее многочисленны крупные фораминиферы. Верхнемеловые орбитонды в осадках верхнего эоцена и

олигоцена редки. Наоборот, обычны нуммулиты (*Nummulites pernotus*, *N. rotularius*, *N. bouillei*, *N. burdigalensis*, *N. vascus*, *N. problematicus*, *N. partschi*, *N. variolarius*), дискоциклины (*Discocyclina*, *Asterocyclina*), лепидоциклины (*Polylepidina*, *Eulepidina*, *Nephrolepidina*), а также виды *Assilina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Spiroclypeus*, *Amphistegina*, *Miogypsinoides*. Встречаются также обломки литотамний, гидроидных полипов, склератиний, октокораллов, мшанок и морских ежей.

Несмотря на существенные различия разрезов палеогеновых отложений во впадине Науру и на поднятии Онтонг-Джава, связанные с разными батиметрическими условиями накопления осадков, в геологической истории палеогенового времени этих двух регионов есть и общие черты. Палеоцен, нижний и средний эоцен характеризуются сравнительно небольшими мощностями, разрезы их стратиграфически неполные, с рядом перерывов; широким распространением пользуются прослойки кремней. Для верхнего эоцена и особенно олигоцена типичны большие мощности осадков, разрезы их непрерывны; прослойки порцелланитов редки в верхнем эоцене и полностью отсутствуют в олигоцене. Значительную мощность верхнего эоцена и олигоцена в глубоководной впадине Науру можно было бы объяснить большим объемом переотложеного материала. Эти эрозийные процессы захватили не только область подводных возвышенностей с пелагическими осадками, но и полосу шельфа с мелководными образованиями. В свете сказанного не совсем понятно, почему эрозия не затронула верхний эоцен и олигоцен плато Онтонг-Джава. Возможно, это справедливо только по отношению к тем районам, где бурились скв. 64, 289 и 288.

На плато Онтонг-Джава (скв. 289 и 288) и во впадине Науру (скв. 462) палеоген отделен, очевидно, перерывом от маастрихта. Перерыв был непродолжителен, поскольку во всех скважинах установлены те или иные зоны датского яруса. В смежных районах мы должны допустить существование разрезов с постепенным переходом от мела к палеогену, поскольку в турбидитах скв. 462 встречаются планктонные фораминиферы из базальных слоев датского яруса (зона *Globigerina eugubina*). Контакт олигоцена и миоцена в скв. 64, 288, 289 и 462 согласный.

#### ЦЕНТРАЛЬНО-ТИХООКЕАНСКАЯ ВПАДИНА

Почти все скважины бурились на абиссальной равнине этой огромной котловины. Лишь одна скв. 167 приурочена к поднятию Магеллана. Естественно, скважины вскрыли палеогеновые отложения различного фациального облика (см. рис. 9).

К северной части Центрально-Тихоокеанской котловины приурочены скв. 168, 169 и 170 [Winterer, Ewing et al., 1973]. Скв. 168 ( $10^{\circ} 42,2'$  с.ш.,  $173^{\circ} 35,9'$  в.д., глубина океана 5406 м) находится в 300 км к востоку от цепи Маршалловых островов. После проходки 85 м бурение было прекращено по техническим причинам; последний керн взят на глубине 66 м. На этом уровне залегают бурые радиоляриевые глины с примазками карбонатного материала и прослойками кремней. Радиолярии свидетельствуют о среднеэоценовом возрасте отложений (зона *Podocyrtris mitra*). К аналогичному выводу приводит скудный наннопланктон (аналог зоны *Discoaster bifax*). Выше следуют бурые цеолитовые глины и радиоляриевые илы верхнего эоцена (зона *Thyrsoyrtris brotia*). После интервала примерно в 20 м, где отбор керна не проводился, располагаются бурые глины нижнего миоцена (зона *Calocycletta virginis*). Таким образом, если допустить непрерывность разреза, т.е. присутствие олигоцена, то мощность осадков палеогена не будет превышать 50 м. В 7 км от рассмотренной скважины бурилась скв. 169 ( $10^{\circ} 40,2'$  с.ш.,  $173^{\circ} 33,0'$  в.д., глубина океана 5391 м). Она подтвердила небольшую мощность палеогеновых отложений. Верхние 95 м разреза пройдены без отбора керна, и на этом уровне скважина достигла маастрихта. Как видим, мощность всего кайнозоя менее 100 м. Скорее всего, средний эоцен отделен здесь (скв. 168 и 169) крупным перерывом от маастрихта [Douglas et al., 1973]. Этот перерыв еще более значителен в скв. 170 ( $11^{\circ} 48,0'$  с.ш.,  $177^{\circ} 37,0'$  в.д., глубина океана 5774 м). На абиссальной равнине к северо-западу от поднятия Магеллана верхние 15 м осадочного чехла (бурые цеолитовые глины) содержат радиолярии квартера, миоцена и верхнего олигоцена с *Dorcadospyrgis atechus*. Далее до глубины 69 м бурение проходило без отбора керна, а на указанном уровне скважина вскрыла маастрихт. В интервале от 19 до 40 м скорость бурения была очень низкой, на сейсмопрофилограмме этот интервал отвечает четкому рефлектору, каковым обычно являются кремни среднего эоцена. Следовательно, мощность всего кайнозоя в скв. 170 менее 70 м и мы должны предполагать стратиграфически неполный разрез палеогена.

Типичные абиссальные осадки палеогена пройдены скв. 65 ( $4^{\circ}21,21'$  с.ш.,  $176^{\circ}59,16'$  в. д., глубина океана 6130 м) юго-западнее поднятия Магеллана. Мощность среднего и верхнего эоцена и олигоцена здесь не превышает 90 м. Отложения этого возраста представлены бурыми радиоляриевыми илами, в которых содержание радиолярий достигает 90%. В виде тонких прослоев среди них встречаются бурые радиоляриевые глины, турбидитовые песчаники с преобладанием вулканогенного материала, а в эоценовой части разреза — порцелланиты. Осадки некарбонатные, лишь в нескольких прослоях обнаружен бедный наннопланктон.

С помощью радиолярий установлены отложения среднего эоцена (зона *Podocyrtris chalara*), верхнего эоцена (зоны *Thyrsocyrtis tetracantha* и *Thyrsocyrtis bromia*) и олигоцена (зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Dorcadospyris ateuchus*, *Lychnocanium bipes*). Переход от олигоцена к нижнему миоцену (зона *Calocycletta virginis*) постепенный.

Аналогичное строение имеют палеогеновые осадки на абиссальной равнине к юго-востоку от поднятия Магеллана, вскрытые скв. 166 ( $3^{\circ}45,7'$  с.ш.,  $175^{\circ}04,8'$  з.д., глубина океана 4950 м) [Winterer, Ewing et al., 1973]. Мощность палеогена в этом районе составляет 115 м, причем разрез начинается средним эоценом. Последний интервалом в 20 м (без отбора керна) отделен от пород альба — сеномана. Конечно, данный узкий интервал не может соответствовать всему объему верхнего мела, палеоцена и нижнего эоцена. Мы должны допускать перерывы и выпадение каких-то стратиграфических комплексов.

Базальные слои среднего эоцена состоят из переслаивания бурых цеолитовых глин, порцелланитов и кремней. Выше следуют монотонные плотные радиоляриевые илы бурой и желтоватой окраски; в верхнеэоценовой их части встречены редкие стяжения порцелланитов. Известковые микроорганизмы в этих абиссальных осадках полностью отсутствуют. По радиоляриям в среднем эоцене выделяются зоны *Thyrsocyrtis triacantha* и *Podocyrtris goetheana*, в верхнем эоцене — зона *Thyrsocyrtis bromia*. Некоторые зоны в пределах рассматриваемого стратиграфического интервала не фиксируются. Трудно сказать, с чем это связано — с перерывами в осадконакоплении или с некоторыми пропусками в отборе керна. Разрез олигоцена непрерывный, в нем устанавливаются зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Theocyrtis annosa* и *Lychnocanium bipes*. Олигоцен согласно сменяется радиоляриевыми илами нижнего миоцена (зона *Calocycletta virginis*).

Юго-восточнее, в скв. 66 ( $2^{\circ}23,63'$  с.ш.,  $166^{\circ}0,7,28'$  з.д., глубина океана 5293 м), мы сталкиваемся с более сложной стратиграфической проблемой. Экструзивные базальты океанического фундамента покрываются некарбонатными бурыми пелагическими глинами мощностью 45 м. В нижней части толщи глины переслаиваются с измененными вулканокластическими осадками, в верхней половине (около 20 м) среди них обычны прослои кремней и порцелланитов. Базальный пласт глин содержит верхнемеловые (сеноман—турон) радиолярии плохой сохранности, выше осадки совершенно лишены органических остатков. Характер следующих 20 м осадков остался неизвестным, так как отбор керна не проводился. Далее литологические особенности отложений существенно меняются — скважина вскрыла 10 м бурых плотных радиоляриевых илов, нижняя часть которых принадлежит позднему олигоцену (зона *Lychnocanium bipes*), а верхняя имеет раннемиоценовый возраст (зона *Calocycletta virginis*).

При допущении непрерывного разреза толща бурых глин и радиоляритов мощностью около 70 м должна соответствовать всему верхнему мелу и палеоцену. Отсутствие палеонтологического контроля не позволяет прийти к какому-либо обоснованному заключению. К сожалению, это довольно стандартная ситуация при стратиграфическом расчленении бурых абиссальных меловых и палеогеновых глин Тихого океана. Относительно стратиграфии палеогеновых отложений в скв. 66 мы можем ограничиваться двумя замечаниями: 1) палеоген в фации бурых глин и радиоляриевых илов либо имеет сокращенную мощность, либо разрез его неполный; 2) олигоцен и миоцен связаны постепенным переходом.

На крайнем северо-востоке Центрально-Тихоокеанской котловины (юго-восточнее о-ва Джонстон) абиссальные осадки палеогена вскрыты скв. 314 ( $15^{\circ}54,76'$  с.ш.,  $168^{\circ}28,07'$  з.д., глубина океана 5214 м). Эта скважина проникла лишь на 45 м в чехол осадочных пород [Schlanger, Jackson et al., 1976]. Нижняя часть разреза сложена бурыми и темно-желтыми плотными цеолитовыми глинами с прослоями серых и желтоватых порцелланитов; мощность 10 м. В них встречен хорошей сохранности, но обедненный комплекс радиолярий, определяющий возраст осадков в пределах сред-

него – верхнего эоцена. Выше следует интервал в 28 м без отбора керна. Верхние 7 м бурых глин имеют четвертичный возраст, но в них много переотложенных радиолярий нижнего, среднего и верхнего эоцена, тогда как олигоценовых видов не наблюдается. Очевидно, здесь мы сталкиваемся с маломощным, стратиграфически неполным разрезом абиссальных осадков кайнозоя.

Совершенно иной тип палеогеновых отложений обнаружен в разрезе скв. 165 (08° 10,7' с.ш., 164° 51,6' з.д., глубина океана 5040 м). Эта скважина находится на абиссальной равнине у подножия цепи о-вов Лайн – примерно в 300 км от рифовых островов и в нескольких десятках километров от мелких подводных гор и гайотов. С указанных возвышенностей на абиссальную равнину в результате деятельности турбидных потоков поступал огромный объем переотложенного карбонатного материала. Вторым компонентом осадков является биогенный пелагический материал. Он включает главным образом радиолярии и обедненный наннопланктон. Планктонные фораминиферы в эоцене полностью отсутствуют, а в олигоцене немногочисленны, представлены наиболее резистентными видами, нередко со следами растворения раковины. По всей вероятности, в эоценовое время осадконакопление проходило незначительно выше уровня карбонатной компенсации, но ниже уровня лизоклина лизоклина планктонных фораминифер. В олигоценовое время лизоклин понизился и в осадке стали сохраняться отдельные виды планктонных фораминифер [Winterer, Ewing et al., 1973; Douglas, 1973].

Общая мощность палеогена достигает 250 м. Разрез палеогена начинается нижним эоценом. Интервал около 10 м, где был плохой выход керна, отделяет нижний эоцен от известняков с кремнями маастрихта (зона *Abathomphalus mayaroensis*). Скорее всего, палеоген и верхний мел разделены перерывом, ибо трудно допустить соответствие 10-метрового интервала всему палеоцену.

Нижний эоцен и низы среднего эоцена сложены известняками, мергелями и радиоляриевыми илами с прослоями кремней. В известняках много переотложенного материала, включая продукты разрушения рифовых фаций. Выше кремни исчезают и к среднему и верхнему эоцену относятся радиоляриевые и радиоляриево-наннопланктонные илы и тубидиты. Осадки носят четкий циклический характер – основание циклов слагают известковые турбидиты с высоким содержанием наннопланктона, в верхней части циклов развиты пелагические радиоляриевые илы (*in situ*). Мощность пластов турбидитов колеблется от 1–2 см до нескольких метров. Трудно оценить их общее количество, оно в среднем варьирует от 1 до 10 прослоев на 1 м разреза, составляя не менее половины всей мощности эоцена. Непрерывное чередование турбидитов и чисто пелагических осадков свидетельствует о пульсационном режиме эрозионных процессов на окружающих подводных и надводных возвышенностях и в то же время о постоянстве этих процессов на протяжении палеогенового времени.

По радиоляриям в рассматриваемой толще эоцена (мощность 120 м) выделяется зона *Buryella clinata* (нижний эоцен), зоны *Thyrsoyrtis triacantha*, *Podocyrtis ampla*, *Podocyrtis mitra*, *Podocyrtis goetheana* (средний эоцен) и зона *Thyrsoyrtis bromia* (верхний эоцен) [Moore, 1973]. С помощью наннопланктона установлены зоны *Chiasmolithus gigas*, *Nannotetrina fulgens*, *Chiasmolithus solitus*, *Chiasmolithus grandis* в среднем эоцене и зона *Discoaster barbadiensis* в верхнем эоцене [Roth, 1973]. Возрастные датировки по этим двум группам планктона однозначны.

К олигоцену относится толща аналогичного чередования радиоляриевых и радиоляриево-наннопланктонных илов и карбонатных турбидитов мощностью 130 м. Отличие заключается в более высоком содержании известкового материала. По-прежнему турбидиты включают продукты разрушения мелководных осадков – мшанки, крупные фораминиферы (дискоциклины и астероциклины), обломки морских ежей. Переотложенный вулканогенный материал свидетельствует о том, что эрозия затронула и вулканический цоколь островов.

Несмотря на обедненный состав планктонных фораминифер, по ним выделяются все зоны олигоцена [Douglas, 1973]. Правда, зоны *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina ampliapertura* установлены условно. Достаточно хорошо фиксируются: зона *Globigerina sellii* с индекс-видом, *G. ampliapertura*, *G. angiporoides*, *G. anguliofficialis*, *G. galavisi*, *G. officinalis*, *G. prasaepis*, *G. praebulloides*, *G. tripartita*, *Pseudohastigerina mitra*, *Ps. barbadoensis*, *Globorotalia gemma*; зона *Globorotalia opima*, где появляется индекс-вид и *Globigerina ciperoensis*; зона *Globigerina ciperoensis*, в которой индекс-вид сопровождается *G. angulisuturalis*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia siakensis*, *G. mendacis*. О непрерывности олигоценового разреза

свидетельствует также вся серия зон по наннопланктону (от зоны *Ericsonia subdisticha* до зоны *Sphenolithus ciperoensis*) и радиоляриям (от зоны *Theocyrtis tuberosa* до зоны *Luchnoscium bipes*).

Олигоценые илы в скв. 165 несогласно покрываются осадками четвертичного возраста.

Прекрасный разрез палеогеновых отложений имеется на поднятии Магеллана, находящемся почти в центре Центрально-Тихоокеанской впадины (см. рис. 9). Скв. 167 (7°04,1' с.ш., 176°49,5' з.д., глубина океана 3166 м) вскрыла здесь толщу карбонатных осадков палеогена мощностью 446 м [Winterer, Ewing et al., 1973].

В литологическом отношении в разрезе четко различаются две толщи осадков. Нижняя из них принадлежит палеоцену — среднему эоцену и сложена белыми, светло-серыми и зеленоватыми наннопланктонными известняками с прослоями и стяжениями бурых и серых кремней. Подчиненное положение занимают прослои более мягкого наннопланктонного мела. Для этой толщи типичен плохой выход керна. Верхняя толща соответствует верхнему эоцену и олигоцену и представлена белым однородным радиоляриево-наннопланктонным и фораминиферово-наннопланктонным мелом. Соотношение биогенных компонентов осадка подвержено сильным вариациям.

Верхний мел (зона *Abathomphalus mayaroensis*) и палеоген разделены несогласием. Стратификация палеоцена по планктонным фораминиферам затруднительна — они плохой сохранности, а выход керна здесь очень низкий. Дуглас [Douglas, 1973] допускает присутствие зон *Globorotalia trinidadensis* и *Acarinina uncinata* (датский ярус) и зоны *Globorotalia angulata* s.l., но комплексов микрофауны не приводит. Очевидно, к этим данным нужно отнестись критически. Более надежны определения по наннопланктону [Roth, 1973] — зоны *Fasciculithus tympaniformis* и *Discoaster mohleri*. Их аналогами являются фораминиферная зона *Globorotalia pusilla* и средняя часть зоны *Globorotalia pseudomenardii*. По всей видимости, датский ярус и зона *Globorotalia angulata* s. str. из разреза выпадают (на контакте с верхним мелом), а последовательность вышележащих слоев палеоцена стратиграфически неполная. Мощность палеогеновых отложений составляет 28 м.

Эоценовые отложения перекрывают палеоцен с несогласием и крупным перерывом. Полностью отсутствуют нижний эоцен и базальные слои среднего эоцена (зона *Discoaster sublodoensis* по наннопланктону). Но выше весь разрез палеогена совершенно непрерывен.

В низах среднего эоцена планктонные фораминиферы отсутствуют (влияние избирательного растворения), возрастная принадлежность этих слоев хорошо устанавливается по радиоляриям — зоны *Thyrsocyrtis triacantha* и *Podocyrtis mitra* [Moore, 1973] и по наннопланктону — зона *Nannotetrina fulgens* и низы зоны *Chiasmolithus solitus*. Далее различаются зона *Orbulinoides beckmanni* обедненным комплексом планктонных фораминифер — *Globigerapsis index*, *G. kugleri*, *Globorotalia spinulosa*, *G. bolivariana*, *G. lehneri*, *Truncorotaloides rohri*, *Acarinina rotundimarginata*, *A. rugosoaculeata*, *Pseudohastigerina micra* и зона *Truncorotaloides rohri*, где заканчивают существование представители *Truncorotaloides*, *Acarinina*, названные виды *Globorotalia* и появляются некоторые новые элементы микрофауны (*Globigerina tripartita*, *G. galavisi*, *G. gortanii*). Принадлежность этих слоев к поздней части среднего эоцена подтверждается радиоляриями — зоны *Podocyrtis chalara* и *Podocyrtis goetheana*. Мощность среднего эоцена 74 м.

В верхнем эоцене систематический состав планктонных фораминифер также не отличается разнообразием. Выделяются все три зоны, но границы между ними проводятся с погрешностями: зона *Globigerapsis semiinvoluta* с индекс-видом, *G. index*, *Globigerina angiporoides*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. gortanii*, *Globorotalia centralis*, *Hantkenina primitiva*, *Globigerinatheca barri*, *Pseudohastigerina micra*; зона *Globorotalia socoensis*, где появляется индекс-вид и отсутствует *Globigerapsis semiinvoluta*; зона *Globigerina gortanii* — *Globorotalia centralis* с элементами олигоценовой микрофауны (*Globigerina ampliapertura*, *G. officinalis*). К аналогичным возрастным определениям приводят наннопланктон (зона *Discoaster barbadiensis*) и радиолярии (зона *Thyrsocyrtis bromia*). Мощность отложений верхнего эоцена 46 м.

Богатые и хорошей сохранности ассоциации планктонных фораминифер позволяют выделить в олигоцене всю серию зон:

зона *Globigerina tapuriensis* с индекс-видом, *G. officinalis*, *G. angiporoides*, *G. tripartita*, *G. galavisi*, *G. prasaepis*, *G. anguliofficialis*, *G. gortanii*, *G. ouachitaensis*,

*G. praebulloides*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globorotalia pseudoampliapertura*, *G. gemma*, *Globigerinita unicava*, *Pseudohastigerina micra*, *P. barbadoensis*;

зона *Globigerina sellii*, где появляется индекс-вид и встречаются последние представители рода *Pseudohastigerina*;

зона *Globigerina ampliapertura*, где заканчивает существование индекс-вид и появляется *Globoquadrina baroemouensis*;

зона *Globorotalia opima*, которая характеризуется индекс-видом, *Globigerina ciperoensis*, *G. angulisuturalis*, *G. anguliofficialis*, *G. galavisi*, *G. gortanii*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. praebulloides*, *G. prasaepis*, *G. sellii*, *G. senilis*, *G. tripartita*, *Globigerinita unicava*, *Globoquadrina baroemouensis*, *Globorotalia nana*, *G. gemma*, *Chiloguembelina cubensis*;

зона *Globigerina ciperoensis*, где развит сходный комплекс фораминифер, но появляются *Globorotalia mendacis* и *G. siakensis*, а у нижней границы зоны исчезают *Globigerina galavisi*, *G. anguliofficialis*, *G. gortanii*, *G. senilis*, *Globorotalia opima*;

зона *Globorotalia kugleri* с индекс-видом, *G. pseudokugleri*, *Globigerina venezuelana*, *Globoquadrina praedehiscens*, *Globigerinita dissimilis* и др.

На непрерывность разреза олигоценовых отложений указывают наннопланктон (серии зон от зоны *Ericsonia subdisticha* до зоны *Reticulofenestra abisecta*) и радиолярии (зоны *Theocyrtis tuberosa*, *Theocyrtis annosa*, *Dorcadospyrus papilio*, *Lychnocanium bipes*).

Мощность олигоценовых осадков достигает 300 м. Совершенно согласно олигоцен покрывается фораминиферо-наннопланктонными илами нижнего миоцена (зона *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri* по фораминиферам, зона *Triquetrorhabdulus carinatus* по наннопланктону и зона *Calocycletta virginis* по радиоляриям).

Разрез палеогеновых отложений на поднятии Магеллана сохраняет многие особенности только что рассмотренных разрезов Центрально-Тихоокеанской впадины. Палеоген отделен от верхнего мела перерывом. Последовательность осадков палеоцена, нижнего и среднего эоцена стратиграфически неполная, мощность сравнительно небольшая, типично наличие многочисленных прослоев кремней. Разрез верхнего эоцена и олигоцена непрерывен, большой мощности. Переход от олигоцена к миоцену постепенный.

Если разрезы поднятия Шатского принципиально важны для познания зональной стратиграфии палеоцена и нижнего эоцена, Центрально-Тихоокеанских гор — для среднего и верхнего эоцена, то поднятие Магеллана демонстрирует великолепный разрез олигоценовых отложений.

#### ПЛАТО МАНИХИКИ

Плато Манихики находится в юго-восточной части Центрально-Тихоокеанской впадины, как бы отделяя ее от более южных абиссальных равнин (впадины Самоа, Юго-Западная Тихоокеанская впадина, впадина Пенрин). В центре плато, примерно в 130 км к юго-западу от о-ва Манихики, пробурена скв. 317 (11°00,09' ю.ш., 162°15,78' з.д., глубина океана 2598 м). Главная цель исследований заключалась здесь в расшифровке стратиграфии мезозоя и вскрытии базальтового фундамента, что и было с успехом выполнено. Чтобы избежать преждевременного изнашивания буровой коронки, интервал в 130 м, отделяющий нижний эоцен от среднего маастрихта, был пройден без отбора керна. Это обстоятельство лишило нас, к сожалению, данных о стратиграфии нижней части палеогена. Вскрытая мощность палеогеновых отложений составляет 200 м; истинная мощность, очевидно, близка к 300 м (рис. 10).

В разрезе выделяются три толщи осадков. Нижний и средний эоцен сложены фораминиферо-наннопланктонным и наннопланктонным мелом и известняками белых, светло-серых и желтоватых оттенков с многочисленными прослоями и желваками черных, бурых и серых кремней. На сейсмопрофилограммах кровля среднего эоцена соответствует отражающему горизонту. К верхнему эоцену и нижнему олигоцену относятся светло-желтоватые, белые и светло-серые фораминиферо-наннопланктонные и наннопланктонные илы и мел с редкими стяжениями кремней; в нижнем олигоцене кремни вообще единичны. Наконец, верхний олигоцен представлен фораминиферо-наннопланктонными илами и мелом; в некоторых прослоях становятся нередкими радиолярии [Schlanger, Jackson et al., 1976].

Основная масса кремней приурочена к нижнему эоцену и нижней части среднего эоцена. Выход керна здесь очень плохой, равно как и сохранность планктонных фораминифер. Возраст отложений определяется наннопланктоном — зоны *Marthasterites*

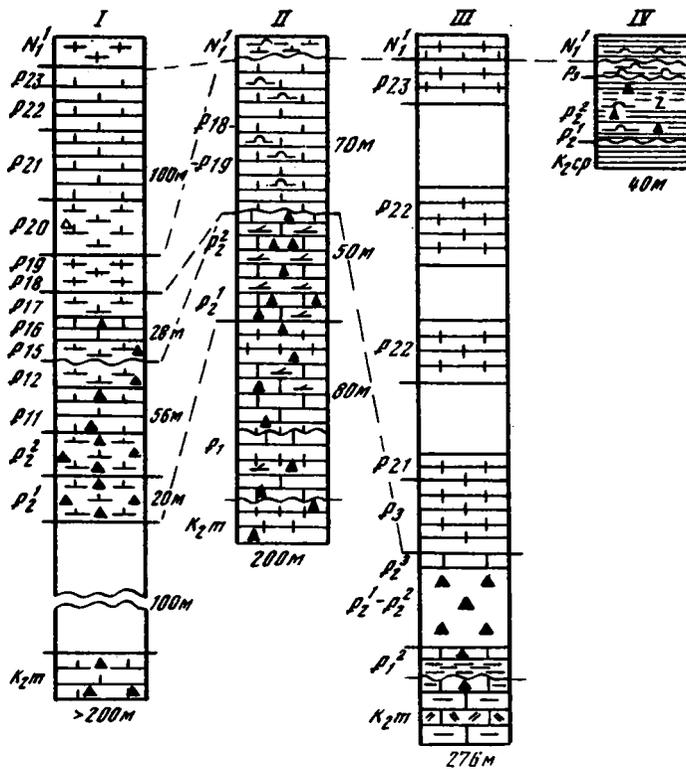


Рис. 10. Разрезы палеогеновых отложений плато Манихики и о-вов Лайн

I — плато Манихики, скв. 317, глубина океана 2598 м; II—IV — о-ва Лайн: II — скв. 316, глубина океана 4451 м, III — скв. 315, глубина океана 4152 м, IV — скв. 164, глубина океана 5485 м  
Условные обозначения см. на рис. 5

tribrachiatius и *Discoaster lodoensis* в нижнем эоцене и зоны *Discoaster sublodoensis* и *Nannotetrina fulgens* в среднем эоцене [Martini, 1976]. Выше следует пачка мела с подчиненными прослоями кремней, где планктонные фораминиферы отличаются хорошей сохранностью [Kanevs, 1976; Takayanagi, Oda, 1976]. Они позволяют различать зону *Globigerapsis kugleri* с индекс-видом, *Acarinina broedermanni*, *A. spinuloinflata*, *Globigerapsis index*, *Globigerinata theca barri*, *Globigerina senni*, *Hantkenina* sp., *Globorotalia caucasica*, *G. spinulosa*, *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri* и зону *Globorotalia lehneri*, отмеченную появлением индекс-вида, *Globigerinita echinata*, *Globigerina pseudovenezuelana*, *G. frontosa*, *G. linaperta* и исчезновением *Globorotalia caucasica*. Мощность осадков нижнего и среднего эоцена 76 м. Средний и верхний эоцен разделены перерывом, с которым связано отсутствие в разрезе зон *Orbulinoides beckmanni* и *Truncorotaloides rohri* (верхняя половина среднего эоцена).

Отложения верхнего эоцена имеют относительно небольшую мощность (28 м), но представлены в полном объеме. Зона *Globigerapsis semiinvoluta* характеризуется индекс-видом, *G. tropicalis*, *G. index*, *Globigerinata theca barri*, *Globigerinita africana*, *G. globiformis*, *G. howei*, *G. martini*, *Globigerina galavisi*, *G. pseudovenezuelana*, *G. tripartita*, *G. angiporoides*, *G. gortanii*. Выше сохранность планктонных фораминифер ухудшается. Нечетко различаются зона *Globorotalia cosoensis*, где продолжают встречаться *Hantkenina* sp., *Globigerapsis index*, *Globorotalia centralis*, и зона *Globigerina gortanii* — *Globorotalia centralis*, новыми элементами микрофауны которой являются немногочисленные *Globigerina officinalis*, *G. angustiumbilitata*, *Cassigerinella chipolensis* и *Globorotalia gemma*. На стратиграфически полный объем верхнего эоцена указывает и наннопланктон — зоны *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Sphenolithus pseudoradians*.

Мощность олигоценых отложений достигает 100 м. Сохранность планктонных фораминифер снова улучшается, особенно в верхней части олигоцена. В результате четко наблюдается вся серия зон:

зона *Globigerina tapuriensis* с индекс-видом, *G. officinalis*, *G. ampliapertura*, *G.*

*angustum-bilicata*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *G. angiporoides*, *G. gortanii*, *C. prasaepis*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerinita unicava*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia gemma*, *G. nana*, *Pseudohastigerina micra*;

зона *Globigerina sellii*, где появляется индекс-вид; прочие виды фораминифер почти те же самые, что и в подстилающих слоях;

зона *Globigerina ampliapertura*, в кровле которой заканчивается существование индекс-вид, а в подошву не переходят представители рода *Pseudohastigerina* и *Globigerina angiporoides*;

зона *Globorotalia opima*, комплекс планктонных фораминифер которой состоит из *G. opima*, *G. gemma*, *G. nana*, *Globigerina prasaepis*, *G. galavisi*, *G. sellii*, *G. tripartita*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. ciperoensis*, *G. praebulloides*, *G. angulisuturalis*, *G. angustum-bilicata*, *Cassigerinella chipolensis*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globigerinita unicava*, *G. martini*, *Globorotaloides suteri*;

зона *Globigerina ciperoensis*, где встречается сходная микрофауна, но *Globorotalia opima* исчезает и появляются *Globigerina venezuelana*, *Globigerinita stainforthi*, *Globorotalia siakensis* и в верхней части зоны — *G. pseudokugleri*;

зона *Globorotalia kugleri*, среди фораминифер которой обычны *G. kugleri* и *G. pseudokugleri*, количество экземпляров *Globigerina ciperoensis* сокращается, а *G. angulisuturalis* вообще редка.

По наннопланктону устанавливаются все зоны, причем олигоцен начинается зоной *Ericsonia subdisticha*. Радиоларии в заметных количествах встречены лишь в кровле олигоцена (зона *Dorcadospyris atechus* и низы зоны *Lychnocanoma elongata*).

Совершенно согласно олигоценные отложения сменяются нижним миоценом (зона *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*).

Таким образом, палеогену плато Манихики свойственны те же особенности, что и другим разрезам Центрально-Тихоокеанской впадины и поднятия Магеллана — интенсивные кремни в нижнем и среднем эоцене, значительная мощность осадков олигоцена, непрерывность разреза верхнего эоцена и олигоцена, постепенный переход к миоцену.

#### ОСТРОВА ЛАЙН

В южной части архипелага островов Лайн пробурены скв. 316 и 315. Они находятся в глубоководных седловинах, разделяющих подводные возвышенности архипелага. Тем не менее палеоген представлен карбонатными образованиями (см. рис. 10).

Скв. 316 расположена к юго-востоку от о-ва Рождества, почти прямо на экваторе ( $0^{\circ}05,44'$  с.ш.,  $157^{\circ}07,71'$  з.д., глубина океана 4451 м). Разрез палеогеновых отложений мощностью 200 м здесь не совсем обычен [Schlanger, Jackson et al., 1976]. К палеоцену, нижнему и среднему эоцену относится толща (130 м) белых, светло-серых и коричневых фораминиферово-наннопланктонных и наннопланктонных известняков и мела с обильными прослоями и стяжениями бурых, красных, черных и серых кремней и окремненных известняков. Отдельные прослои осадков доломитизированы; в верхней части толщи вторичная доломитизация почти полностью уничтожает органические остатки и мощность прослоев доломитов становится более значительной. Подлинное строение этой серии определить довольно трудно, поскольку выход ядра рассматриваемых плотных пород не превышал 15%. Нижний олигоцен сложен белым, желтоватым и светло-серым радиолариево-наннопланктонным и фораминиферово-наннопланктонным мелом мощностью 70 м.

Планктонные фораминиферы многочисленны, но они отличаются столь плохой сохранностью (особенно в доломитах и окремненных известняках), что точная их идентификация затруднительна, а подчас вообще невозможна [Kapers, 1976]. Следует подчеркнуть, что плохая сохранность раковин связана не с влиянием избирательного растворения, а с постседиментационными процессами. Последние затронули и наннопланктон; тем не менее он остается основной группой микроорганизмов для расчленения отложений [Martini, 1976]. Радиоларии появились только в осадках олигоцена [Johnson, 1976].

Палеоген залегает на маастрихтских известняках с размывом, низы датского яруса отсутствуют. Разрез начинается зоной *Chiasmolithus danicus* (верхняя половина датского яруса), выше следуют зоны *Ellipsolithus macellus* и *Fasciculithus tympaniformis* (низы верхнего палеоцена). Внутренний перерыв отделяет их от поздней части верхнего палеоцена (зоны *Heliolithus riedeli* и *Discoaster multiradiatus*). Лишь отдельные зоны

по наннопланктону устанавливаются (из-за доломитизации) в нижнем эоцене (зоны *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatus*) и среднем эоцене (зоны *Discoaster subloedoensis* и *Discoaster bifax*). Верхи среднего эоцена и верхний эоцен из разреза выпадают в связи с размывом. Олигоцен представлен своей нижней частью (зоны *Ericsonia subdisticha* и *Helicopontosphaera reticulata*). Выше несогласно располагается нижний миоцен (зона *Triquetrorhabdulus carinatus*).

В основании разреза планктонные фораминиферы состоят из глобигерин, акаринин и некилеватых глобороталий (датский ярус). В верхнепалеоценовом интервале обнаружены *Globorotalia pseudomenardii* и *G. velascoensis*, в низах нижнего эоцена — *G. subbotinae*. В нижнем и среднем эоцене различаются только акаринины. В нижнем олигоцене развиты многочисленные *Globigerina prasaepis*, *G. galavisi*, *G. anguliofficialis*, *G. ouachitaensis*, *G. angustiumbilitata*, *Cassigerinella chipolensis*. Эти данные красноречиво свидетельствуют о существенном диагенетическом преобразовании осадка.

Появление многочисленных радиолярий важно в том смысле, что оно дублирует определение подошвы олигоцена — нижние границы радиоляриевой зоны *Theocyrtis tuberosa* и наннопланктонной зоны *Ericsonia subdisticha* совпадают.

Разрез палеогеновых отложений в скв. 315 (4° 10,26' с.ш., 158° 31,54' з.д., глубина океана 4152 м), находящейся к востоку от атолла Фаннинг, как бы дополняет характеристику палеогена в скв. 316. Последовательность осадков палеоцена и эоцена здесь сокращенная и стратиграфически неполная (53 м); наоборот, разрез отложений олигоцена очень мощный (223 м). Общая мощность палеогена достигает 276 м.

Палеоген четко распадается на две литологические толщи. Нижняя из них (палеоцен и эоцен) состоит из чередования серовато-зеленых наннопланктонных известняков и мела с бурыми, черными и серыми кремнями; палеоцену свойственны прослой серых и бурых неизвестковистых плотных глин, эоцену — пласты турбидитов с вулканогенным и перетолженным мелководным биогенным материалом. Верхняя толща (олигоцен) сложена белым и светло-зеленоватым фораминиферово-наннопланктонным мелом со следами интенсивной биотурбации.

Основой стратиграфического расчленения является наннопланктон, в олигоцене к нему добавляются планктонные фораминиферы и радиолярии.

Верхний мел и палеоген разделены перерывом, причем в разрезе отсутствует верхний маастрихт и большая часть палеоцена. Глинистые известняки и глины с вулканокластическим материалом, относящиеся к среднему маастрихту (зона *Lithraphidites quadratus*), покрываются осадками поздней части верхнего палеоцена (зоны *Heliolithus riedeli* и *Discoaster multiradiatus*). Выше из интервала около 40 м по мощности керн приносил лишь кремни, т.е. не было пород для микропалеонтологических исследований. Условно, по литологическим признакам эта пачка отнесена к нижнему — среднему эоцену. Кремни сменяются мелоподобными известняками верхнего эоцена с наннопланктоном зон *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians* и радиоляриями зоны *Thyrsocyrtis bromia*. Выше согласно залегает мел нижнего олигоцена — зоны *Ericsonia subdisticha* и *Helicopontosphaera reticulata* по наннопланктону и зона *Theocyrtis tuberosa* по радиоляриям. Планктонные фораминиферы в отложениях этого возраста не обнаружены.

В верхнеолигоценых осадках развиты все три группы планктона, однако отбор керна в этой толще большой мощности был крайне эпизодическим. По фораминиферам выделяются: зона *Globorotalia opima* с индекс-видом, *Globigerina ciperoensis*, *G. angustiumbilitata*, *G. prasaepis*, *G. praebulloides*, *G. tripartita*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*; зона *Globigerina ciperoensis*, где появляются *Globigerinita praestainforthi*, *G. dissimilis*, *Globorotalia pseudokugleri*, *G. siakensis*, а вид *G. opima* исчезает; зона *Globorotalia kugleri* с многочисленными экземплярами индекс-вида и *Globoquadrina praedeheiscens*. Наннопланктон указывает на присутствие зоны *Sphenolithus distentus* и нижней части зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*, радиолярии определяют зоны *Dorcadospyrus ateuchus* и *Lychnocanoma elongata*.

Совершенно согласно олигоцен сменяется отложениями нижнего миоцена (зона *Globigerinoides primordius* — *Globorotalia kugleri*).

Разрез палеогеновых отложений в скв. 315 интересен тем, что он очень ярко демонстрирует резкие изменения темпов океанического осадконакопления. В маастрихтское время скорость осадконакопления была близкой к обычным темпам океанической седиментации (10 м/млн. лет). В верхнем палеоцене она упала до 2 м/млн. лет; не случайно осадки обогащены обломками скелета рыб. В нижнем — среднем эоцене

величины хотя и возрастают, но остаются невысокими (5–7 м/млн. лет). Скачкообразно темпы осадконакопления увеличиваются в олигоцене: до 20 м/млн. лет – в нижнем олигоцене и до 50 м/млн. лет – в верхнем олигоцене. В олигоценовых отложениях обнаружена переотложенная меловая фауна различных биотопов – планктонные фораминиферы, мелководные крупные фораминиферы (*Pseudorbitoides*, *Asterorbis*, *Sulcoperculina*, *Lepidorbitoides*), обломки рудистов [Beckmann, 1976]. Тем не менее прослой турбидитов относительно редки и быстрые темпы накопления осадков нужно связывать с высокой продуктивностью карбонатного планктона.

На абиссальной равнине непосредственно к востоку от островов Лайн пробурены скв. 164 и 68. С целью охвата всего многообразия фациальных обстановок данного региона рассмотрим строение палеогена в этих скважинах.

В скв. 164 (13°12,14' с.ш., 161°30,98' з.д., глубина океана 5485 м) мощность палеогеновых отложений не превышает 40 м. Осадки этого возраста представлены бурыми глинистыми радиоляриевыми илами и цеолитовыми глинами. В нижнем и среднем эоцене среди них встречаются прослой кремней и порцелланитов. Отложения не содержат карбонатного материала, и расчленение осуществляется с помощью радиолярий. Установлены зоны *Buriella clinata* (нижний эоцен), *Theocampe mongolfieri* (средний эоцен) и *Theocyrtis tuberosa* (нижний олигоцен) [Winterer, Ewing et al., 1973; Moore, 1973]. Конечно, эти зоны не дают характеристики всему палеогену. Скорость осадконакопления могла быть очень низкой (1–1,5 м/млн. лет), а выход керна недостаточно хороший. Поэтому "окна" в несколько метров (без осадков) могут соответствовать интервалам в несколько миллионов лет, т.е. какие-то стратиграфические подразделения (от зоны до отдела) оказываются пропущенными и неучтенными. Интерпретация стратиграфической последовательности становится весьма приближенной.

Скорее всего, верхний мел и палеоген разделены несогласием – между бурыми глинами кампанского яруса и нижним эоценом можно допустить интервал около 7 м, откуда керн не получено. Однако и при низкой скорости осадконакопления вряд ли он включал всю серию осадков маастрихта и палеоцена (временная протяженность этого интервала 20 млн. лет). К среднему эоцену принадлежат отложения мощностью 18 м. Выход керн очень низкий – 2,5 м, но образцы радиоляриевых илов, происходящие из нижней и верхней частей этого интервала, принадлежат к одной и той же зоне – *Theocampe mongolfieri*. Очевидно, разрез среднего (и верхнего) эоцена неполный, большинство радиоляриевых зон отсутствует. Мощность радиоляриевых илов нижнего олигоцена 9 м, выход керн достаточно хороший (7 м). И снова все образцы указывают на принадлежность осадков к одной и той же зоне – *Theocyrtis tuberosa*. Выше, с пропуском интервала в 1,5–2 м залегают бурые глины с радиоляриями нижнего миоцена (зона *Calocyclus virginis*). Вряд ли можно сомневаться в перерыве на границе палеогена и неогена и выпадении из разреза отложений верхнего олигоцена.

Следовательно, реальные скорости накопления бурых глин и радиоляриевых илов значительно превышают средние значения (1–1,5 м/млн. лет) и из двух предположений о характере разреза палеогена в скв. 164 (стратиграфически полный или с перерывами) последнее ближе отвечает действительности.

К аналогичному выводу приводит анализ палеогеновой стратиграфии в скв. 68 (16°43,22' с.ш., 164°10,36' з.д., глубина океана 5467 м). Здесь 1,5 м четвертичных абиссальных бурых глин несогласно покрывают бурые глины с кремнями среднего эоцена. Глины некарбонатные, обогащены цеолитами (филлипсит), косточками рыб и в некоторых прослоях – агглютинированными фораминиферами (астроризиды, *Succammina*, *Trochamminoides*). Мощность среднеэоценовых пелагических глин довольно солидная (14 м), но они относятся всего лишь к одной радиоляриевой зоне *Podocyrtis chalara* [Tracey, Sutton et al., 1971], т.е. скорость накопления глин была сравнительно высока. Вместе с тем в покрывающих четвертичных осадках нередко переотложенные среднеэоценовые радиолярии. Они могут представлять все зоны среднего эоцена (во всяком случае, зоны *Theocampe mongolfieri*, *Podocyrtis mitra*, *Podocyrtis chalara*). Налицо явные следы подводной эрозии бурых глин эоцена на огромных глубинах абиссальной равнины.

Напомним, что котловина Филиппинского моря субмеридиональным подводным хребтом Палау-Кюсю подразделяется на Филиппинскую впадину (на западе) и Западно-Марианскую впадину (на востоке). Последняя, в свою очередь, субмеридиональным подводным Западно-Марианским хребтом делится на впадину Паресе-Вела, северным продолжением которой является впадина Шикоку, и узкую Марианскую впадину (или трог). Строение палеогеновых отложений в трех указанных впадинах весьма различно.

Наиболее полно палеогеновые отложения развиты в глубоководной Филиппинской впадине. В северной ее части, около хребтов Оки-Даито и Даито, они вскрыты скв. 446, 445, 294 и 295 (рис. 11).

Скв. 294 ( $22^{\circ}34,74'$  с.ш.,  $131^{\circ}23,13'$  в.д., глубина океана 5820 м) и скв. 295 ( $22^{\circ}33,76'$  с.ш.,  $131^{\circ}22,04'$  в.д., глубина океана 5808 м) находятся на расстоянии 12,4 км одна от другой. Естественно, разрезы осадков очень близки [Karig, Ingle et al., 1975]. В скв. 294 толентовые базальты перекрываются пачкой бурых ожелезненных пелагических глин и алевроитовых глин мощностью 112 м. Какие-либо органические остатки, кроме зубов рыб, в глинах не обнаружены. Если принять скорость накопления бурых глин равной 2–3 м/млн. лет, то нижние пласты осадков по возрасту могут быть помещены в пределах палеоцена – эоцена. Выше приводились примеры относительной достоверности подобных подсчетов, но вряд ли можно сомневаться в принадлежности нижней части глинистой толщи к палеогену.

Аналогичные бурые глины, лишенные органических остатков, пройдены и скв. 295. Мощность их составляет 158 м. При допущении той же скорости накопления осадков (около 3 м/млн. лет) возраст базальных слоев глинистой толщи должен считаться палеоценовым. В этих слоях найдены довольно многочисленные и хорошей сохранности экземпляры *Globorotalia angulata* и *G. perclara*; красноватая окраска раковин сходна с цветом пелагических глин [Ujiie, 1975]. Очевидно, они переотложены из слабо карбонатных бурых глин низов верхнего палеоцена, находившихся на несколько меньших глубинах склона хребта Оки-Даито. Поэтому возраст базальных слоев в скв. 295 не может быть древнее палеоцена (зона *Globorotalia angulata* s.l.) и, вероятно, близок ему.

Это предположение подтверждается результатами бурения скв. 446 ( $24^{\circ}42,04'$  с.ш.,  $132^{\circ}46,49'$  в.д., глубина океана 4952 м). Она расположена к северу от скв. 294–295 в небольшой котловине, разделяющей хребты Оки-Даито и Даито. Минимальная мощность палеогеновых отложений составляет 500 м. На протяжении всего палеогенового времени накопление осадков происходило около или ниже уровня карбонатной компенсации. Однако некоторые прослои содержат обедненный наннопланктон и планктонные фораминиферы, а также радиолярии, что позволяет наметить биостратиграфическое расчленение разреза и определить возраст базальных слоев осадочного чехла [Vries Klein, Kobayashi et al., 1980; Echols, 1980; Okada, 1980; Sloan, 1980].

Забой скважины находится в 80 м от акустического фундамента. Характер его (базальты) предполагается строением нижней пачки пород мощностью около 270 м. Пачка состоит из переагломерации темно-зеленых и зеленовато-серых слабоизвестковистых глин, глауконитовых глин, туффитовых глин и подчиненных прослоев глинистых известняков, тонкозернистых песчаников и вулканических пеплов. Осадки интродуцированы 23 силлами базальтов. Внешне эта пачка выглядит как чередование осадочных и вулканических пород, но контакты обжига и ксенолиты глин в базальтах указывают на интрузивную природу силлов. По возрасту пачка относится к верхней половине нижнего эоцена – зоны *Marthasterites tribrachiatum* и *Discoaster lodoensis*; в кровле ее найдены скудные планктонные фораминиферы зон *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*.

Выше следует пачка бурых, темно-бурых и зеленовато-серых известковистых плотных глин, алевроитовых и песчаных глин, алевролитов и песчаников. Они образованы пелагическим, гемипелагическим и турбидитовым материалом, причем последний резко преобладает. Пачка имеет циклическое строение (ритмы около 0,5 м или менее). Каждый ритм начинается турбидитами (иногда косослоистыми), а заканчивается осадками с преобладанием пелагического материала. Мощность пачки 190 м. Наннопланктон указывает на среднеэоценовый возраст отложений – зоны *Discoaster subloidoensis* и *Nannotetrina fulgens*. Планктонные фораминиферы отсутствуют, т.е. осадки отлагались ниже уровня лизоклина этой группы микрофауны. Нередки переотложенные мелководные бентосные фораминиферы (нуммулиты, астероциклины, амфистегины). Обилие турбидитов объясняет высокую скорость осадконакопления (50 м/млн. лет).



наннопланктон — зона *Nannotetrina fuigens*, начинающаяся своей самой нижней частью (подзона *Discoaster strictus*), *Discoaster bifax* и *Discoaster saipanensis*. К аналогичному выводу приводят планктонные фораминиферы (от зоны *Hantkenina aragonensis* до зоны *Truncorotaloides rohri*), но состав их обедненный и границы между зонами проводятся условно.

Верхний эоцен сложен серым кремнистым наннопланктонным мелом и радиоляриевыми глинами мощностью 50 м. Кремневые организмы включают радиолярий (от 4 до 25%) и спикулы губок (от 3 до 15%). Максимальное содержание кремнистого материала в осадке достигает 30%. По наннопланктону выделяются зоны *Chiasmolithus oama-guensis* и *Isthmolithus recurvus*.

На границе эоцена и олигоцена фиксируется небольшой по длительности перерыв, из разреза выпадают самые верхи эоцена и базальные слои олигоцена. К олигоцену принадлежат белые, серые и буроватые наннопланктонные илы и мел с прослоями глинистого и радиоляриево-наннопланктонного мела; мощность около 150 м. Судя по наннопланктону, разрез олигоцена непрерывен — зоны *Helicopontosphaera reticulata*, *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus ciperoensis* (с подзонами) и низы зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*. Планктонные фораминиферы встречаются спорадически. Достоверно по ним устанавливаются лишь зоны *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*. Совершенно согласно олигоцен сменяется осадками нижнего миоцена (подзона *Discoaster druggii* по наннопланктону).

Разрез палеогеновых отложений хребта Даито хорошо показывает особенности осадконакопления краевого моря. В среднеэоценовое время в результате деятельности турбидных потоков и подводных оползней преобладал принос грубого терригенного материала, объем которого составляет 70–80%; скорость осадконакопления была очень высокой — от 72 до 95 м/млн. лет. В позднем среднем эоцене доминирует биогенное пелагическое осадконакопление с переотложением биогенного материала; скорость накопления уменьшается до 22 м/млн. лет. Верхнему эоцену свойственно чисто пелагическое осадконакопление со скоростью 9 м/млн. лет. В олигоцене вновь возрастает объем (около 30%) переотложенного биогенного материала и скорость осадконакопления увеличивается до 17–19 м/млн. лет. Переотложенный биогенный материал в глубоководных осадках эоцена и олигоцена скв. 445 хорошо распознается благодаря своему мелководному фашиальному облику — крупные фораминиферы (*Nummulites boninensis*, *Asterocyclus*, *Rupertina*, *Linderina*, *Gypsina*, *Baculogypsina*), мшанки, обломки морских ежей, пелеципод и гастропод.

Южнее, в полосе к северу от Центрально-Филиппинского разлома, характер палеогеновых осадков существенно иной (см. рис. 11).

Скв. 290 (17°44,85' с.ш., 133°28,08' в.д., глубина океана 6063 м) лишь немного не достигла акустического фундамента (вероятно, базальты). Литологический состав палеогеновых отложений (мощность 156 м) вверх по разрезу значительно меняется [Karig, Ingle et al., 1975]. В основании залегает пачка (около 30 м) вулканогенных песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из угловатых и окатанных обломков диабазов, выветрелых вулканитов, разложившего стекла. Цементирующим веществом является глина с бедным наннопланктоном. Эти образования представляют собой дистальную часть шлейфа, протягивающегося на восток к хребту Палау-Кюсю и возникшего в результате оползаний и размыва турбидными потоками вулканических пород на склоне хребта. В цементе обнаружен наннопланктон, включая *Discoaster barbadiensis*. Это позволяет считать осадки верхнеэоценовыми. Правда, нельзя исключать возможность переотложения. Во всяком случае, возраст песчаников и конгломератов не моложе нижнего олигоцена. Интересно, что в цементе встречены также переотложенные, плохой сохранности раковины глоботрункан. Последнее указывает на наличие в хребте Палау-Кюсю пород верхнего мела.

Выше следуют бурые и серые известковистые глины и алевролиты (мощность 86 м), насыщенные пепловым материалом. Содержание вулканического пепла в основании пачки достигает 50%, несколько уменьшаясь по направлению к кровле (до 35%). По возрасту отложения относятся к верхам нижнего олигоцена (верхняя часть зоны *Helicopontosphaera reticulata*) и верхнему олигоцену (зоны *Sphenolithus distentus* и *Sphenolithus ciperoensis*). Источник пеплового материала находился, очевидно, в пределах хребта Палау-Кюсю, где олигоценное время было отмечено интенсивной эруптивной деятельностью.

Заканчивается олигоцен (зона *Sphenolithus ciperoensis*) буроватыми глинами с цео-

литами (до 5%), вулканическим стеклом (до 10%), наннопланктоном (до 15–20%), радиоляриями (до 10%) и спикулами губок (до 6%); мощность 40 м.

Трудно сказать что-либо о характере контакта олигоцена и миоцена. Осадки покрываются толщей (около 100 м) бурых некарбонатных глин, нижняя часть которых лишена органических остатков.

В 35 км на северо-запад от скв. 290 была пробурена скв. 447 (18° 00,88' с.ш., 133° 17,37' в.д., глубина океана 6022 м). Полученные здесь данные существенным образом дополняют материалы бурения скв. 290.

Прежде всего скв. 447 на глубине 113 м от дна океана достигла фундамента и далее вскрыла 183 м подушечных лав и массивных толеитовых базальтов. Прослой осадочных пород среди потоков базальтов не обнаружены [Kroenke, Scott et al., 1980].

Палеогеновые отложения мощностью 75 м подразделяются на четыре пачки. Нижняя из них сложена вулканическими брекчиями с прослоями туфов. Порода состоит из угловатых обломков свежих и выветрелых базальтов диаметром от нескольких миллиметров до 7 см, погруженных в цементирующую массу туфового, глинистого и биогенного (наннопланктон) материала. Прослой туфов достигают 4 м. Выше следует маркирующий пласт (40 см) измененных пестроцветных (серых, оливковых, зеленых, бурых, красных) туфов. Они сменяются полимиктовыми брекчиями и конгломератами, образованными окатанными и угловатыми обломками вулканических (пемза, базальты) и осадочных (аргиллиты, алевролиты) пород, сцементированных глинистым веществом с небольшой добавкой пеплового и известкового (корродированной наннопланктон) материала. Самая верхняя пачка представлена осадками иного облика — слабоизвестковыми бурыми пелагическими глинами.

Наннопланктон является единственной группой микроорганизмов, определяющей возраст отложений. Пачки вулканических брекчий, туфов и полимиктовых конглобрекчий принадлежат к зоне *Sphenolithus predistentus* (верхи нижнего олигоцена), пелагические глины — к зоне *Sphenolithus distentus* (верхний олигоцен).

Осадки олигоцена сменяются пачкой (мощность 38 м) бурых некарбонатных пелагических глин, лишенных органических остатков. Возможно, базальные слои относятся еще к верхнему олигоцену (зона *Sphenolithus ciproensis*), но основная часть глин имеет уже неогеновый возраст. Отсутствие пеплового материала указывает, что на рубеже олигоцена и миоцена в пределах хребта Палау-Кюсю эруптивная деятельность ослабла (или прекратилась совсем).

К югу от Центрально-Филиппинского разлома палеогеновые отложения вскрыты скв. 291 и 292. Литологический облик осадков в этих скважинах резко различен (см. рис. 11).

Скв. 291 (12° 48,43' с.ш., 127° 49,85' в.д., глубина океана 5217 м) бурилась на абиссальной равнине около Филиппинского глубоководного желоба. Базальты океанического фундамента здесь покрываются маломощным (120 м) чехлом осадочных пород [Karig, Ingle et al., 1975]. В основании его развиты темно-красные и бурые ожелезненные глины с наннопланктоном (10%) и радиоляриями (15%). Они сменяются бурыми и желтыми глинистыми радиоляриево-илами и глинистыми радиоляриево-наннопланктонными илами (до 70–80% наннопланктона). Эпизодический отбор керн не позволяет оценить стратиграфическую последовательность разреза. Базальные слои его принадлежат к верхнему эоцену (зона *Discoaster barbadiensis* по наннопланктону и зона *Thyrsoyrtis bromia* по радиоляриям). Выше установлены осадки нижнего олигоцена (наннопланктонная зона *Sphenolithus predistentus* и радиоляриево-зона *Theocyrtis tuberosa*) и верхнего олигоцена (зона *Sphenolithus distentus*). Видимая мощность палеогеновых отложений составляет 60 м, но интервалом в 57 м без отбора керн они отделены от бурых глин верхнего плиоцена.

Напротив, скв. 292 (15° 49,11' с.ш., 124° 39,05' в.д., глубина океана 2943 м) приурочена к небольшому поднятию Бенхэм, где развиты карбонатные отложения с обильными планктонными фораминиферами и наннопланктоном [Karig, Ingle et al., 1975; Ujiié, 1975; Ellis, 1975]. Осадки палеогена мощностью 219 м располагаются на голокристаллических базальтах океанического фундамента. В литологическом отношении они очень однообразны — светло-серый и желтоватый фораминиферо-наннопланктонный и наннопланктонный мел с подчиненными прослоями более мягких илов в верхней части разреза и тонкими пластами вулканического пепла в его основании. По возрасту мел и илы относятся к верхнему эоцену и олигоцену, причем разрез непрерывен.

С помощью планктонных фораминифер в верхнем эоцене и олигоцене устанавлива-

ется вся серия зон. Несомненно, разрез скв. 292 мог бы стать опорным разрезом палеогена для западной тропической области Тихого океана, снабдив ценной палеоэкологической и палеоклиматической информацией. К сожалению, Уджии [Ujiié, 1975] даст лишь зональное расчленение, не приводя даже полного состава комплексов планктонных фораминифер.

В верхнем эоцене различаются зона *Globigerapsis semiinvoluta* с индекс-видом, зона *Globorotalia coccaensis* с *G. cerro-azulensis*, *G. centralis*, *Cribrohantkenina inflata* и *Hantkenina primitiva* и зона *Globigerina gortanii* – *Globorotalia centralis*, где заканчивается существование последний из названных видов. Мощность верхнего эоцена 48 м. В олигоцене прослеживаются зоны *Globigerina tapuriensis*, *Globigerina sellii*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *Globigerina ciperensis* и *Globorotalia kugleri*. Мощность осадков олигоцена составляет 171 м, что свидетельствует о достаточно высокой биологической продуктивности планктона.

Точно так же в верхнем эоцене и олигоцене скв. 292 распознаются все зоны и по наннопланктону, и по радиоляриям. В этом заключается его большое значение для решения целого ряда биостратиграфических проблем.

Совершенно согласно осадки олигоцена сменяются карбонатными илами нижнего миоцена (зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*).

В пределах хребта Палау-Кюсю, ограничивающего с востока Филиппинскую котловину, пробурены две скважины – 448 и 296 (рис. 12).

Скв. 448 (16° 20,46' с.ш., 134° 52,45' в.д., глубина океана 3483 м) находится в южной части хребта Палау-Кюсю [Kroenke, Scott et al., 1980; Heiman, 1980]. Она не достигла океанического фундамента, но вскрыла основание островной дуги. Последнее представляет собой сложный комплекс чередования 20 базальтовых потоков с 20 толщами вулканокластических образований (несортированные брекчии, туфобрекчии), туфами и туфитами. Этот комплекс пронизан дайками и силлами базальтов. Вскрытая мощность вулканогенной серии 624 м.

Осадочная серия начинается желтым и белым наннопланктонным мелом, обогащенным туфовым материалом и переслаивающимся с тонкозернистыми до стекловатых туфами; мощность 39 м. Выше следует мощная (95 м) пачка зеленовато-серых и темно-серых стекловатых туфов с редкими прослоями вулканических брекчий. Эти породы сменяются пачкой чередования наннопланктонного мела и стекловатых туфов мощностью 14 м. Заканчивается палеоген светло-серыми и желтоватыми наннопланктонными мелом и илами с тонкими и редкими прослойками вулканического пепла и обломками пемзы; мощность 90 м. Вся толща отложений относится к олигоцену, причем общая мощность достигает значительной величины – 238 м.

В карбонатных осадках верхней части разреза встречаются планктонные фораминиферы, радиолярии и наннопланктон; в туфогенных подстилающих осадках – две последние группы планктона. Наконец, в тончайших примазках карбонатного вещества между потоками базальтов и прослоями вулканических брекчий установлен только наннопланктон. Все это позволяет надежно стратифицировать осадочные и вулканогенные образования.

Примазки карбонатного материала обнаружены в верхних 520 м разреза базальтов и вулканических брекчий. По наннопланктону этот вулканогенный комплекс относится к зоне *Sphenolithus predistentus* (верхи нижнего олигоцена). Аналогичный возраст имеет наннопланктонный мел с прослоями туфов в основании осадочной серии. Здесь же появляются радиолярии зоны *Dorcadospyrus papilio*. Эти данные интересны в том отношении, что они показывают высокую скорость образования вулканических толщ в океане – комплекс более чем полукилометровой мощности находится в пределах одной зоны по наннопланктону.

В вышележащих туфах, мелоподобных известняках и илах выделены зоны *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus ciperensis* и нижняя часть зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*, а по радиоляриям – зона *Dorcadospyrus papilio* и нижняя часть зоны *Lychnocapoma elongata* (верхний олигоцен).

Немногочисленные планктонные фораминиферы появляются в низах пачки наннопланктонного мела – зона *Globigerina ampliapertura* с индекс-видом, *G. sellii*, *G. tripartita*, *G. gortanii*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis*. Выше следуют отложения: зоны *Globorotalia opima* с индекс-видом, *G. nana*, *Globigerina ciperensis*, *G. angulisurealis*, *G. tripartita*, *G. sellii*, *G. gortanii*, *Globigerinita unicava*, *Cassigerinella chipolensis*; зоны *Globigerina ciperensis*, где обычны индекс-вид. *G. angu-*

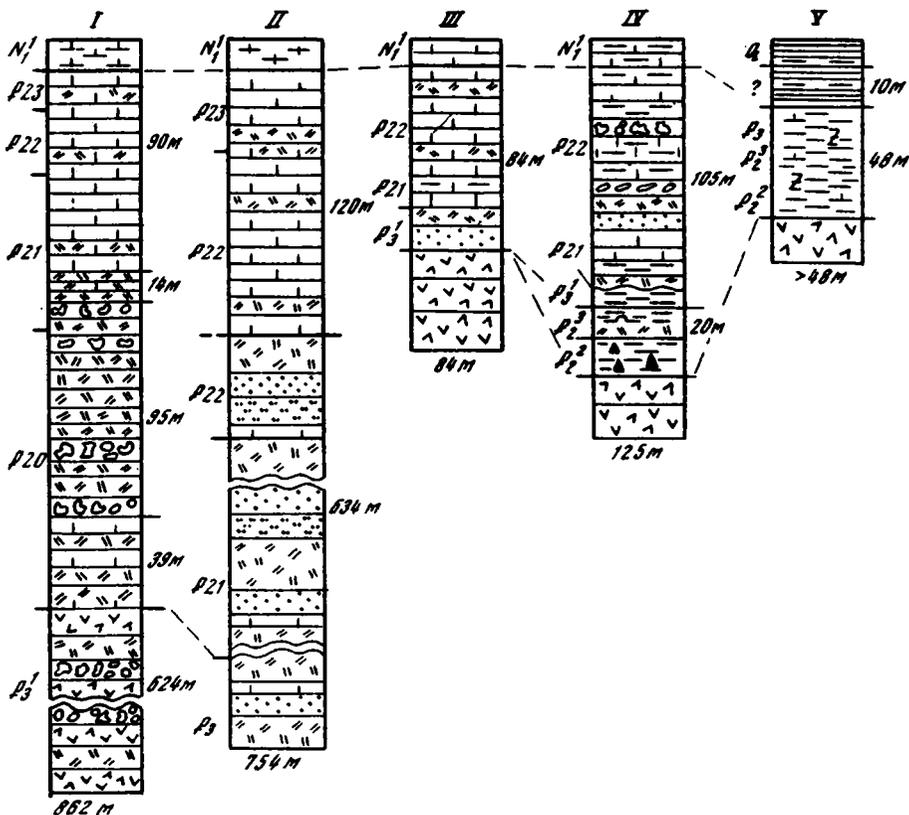


Рис. 12. Разрезы палеогеновых отложений хребта Палау-Кюсю и Марианской дуги  
 I, II – хребт Палау-Кюсю: I – скв. 448, глубина океана 3483 м, II – скв. 296, глубина океана 2920 м; III–V – Марианская островная дуга: III – скв. 458, глубина океана 3449 м, IV – скв. 459, глубина океана 4115 м, V – скв. 460, глубина океана 6451 м  
 Условные обозначения см. на рис. 5

lisuturalis, появляются *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia siakensis*, а вид *G. opima* отсутствует; зоны *Globorotalia kugleri*, где в большом количестве экземпляров встречается зональный вид.

Осадки олигоцена согласно сменяются наннопланктонными илами нижнего миоцена (зона *Globigerina des primordius* – *Globorotalia kugleri*).

Скв. 296 (29° 20,41' с.ш., 133° 31,52' в.д., глубина океана 2920 м) находится на севере хребта Палау-Кюсю, почти в 2000 км на север от скв. 448. Тем не менее разрезы палеогеновых отложений в этих двух скважинах очень близки [Karig, Ingle et al., 1975; Ujiié, 1975; Ellis, 1975]. Правда, базальтовое основание островной дуги здесь не вскрыто, но выше выделяются те же две толщи пород – вулканокластических и чисто осадочных, причем по возрасту они относятся к олигоцену.

Толща вулканокластических пород мощностью 634 м представлена чередованием туфов, ляпиллиевых туфов, вулканических песчаников и алевролитов и редких тонких прослоев наннопланктонного мела, насыщенного вулканическим пеплом. В нижних ста метрах пород найденные планктонные микроорганизмы очень бедны по систематическому составу и позволяют говорить лишь об олигоценовом возрасте пород. Выше они допускают зональное определение – зоны *Sphenolithus distentus* и *Sphenolithus ciperoensis* по наннопланктону и зоны *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis* по фораминиферам.

Верхняя толща сложена серым, желтоватым и зеленоватым глинистым наннопланктонным мелом с переменным содержанием вулканического пепла и отдельными прослоями пеплов; мощность 120 м. Осадки принадлежат к зоне *Sphenolithus ciperoensis* и низам зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* по наннопланктону и зонам *Globigerina ciperoensis* и *Globorotalia kugleri* по фораминиферам (верхний олигоцен).

Переход от олигоцена к нижнему миоцену (зона *Globigerinoides primordius* – *Globorotalia kugleri*) постепенный.

Как и в скв. 448, накопление вулканогенных пород в разрезе скв. 296 отмечено высокими скоростями. Они оцениваются цифрой в 317 м/млн. лет [Karig, Ingle et al. 1975]. Ее нужно считать приблизительной, поскольку возраст базальной части вулканогенной толщи точно не известен, но порядок темпов накопления вулканических пород эта величина отражает безусловно правильно.

Во впадине Паресе-Вела чехол осадочных пород выше базальтов и вулканических пород почти повсеместно имеет более молодой, неогеновый возраст. Лишь на крайнем западе (практически, у подножия хребта Паресе-Вела) в скв. 449 ( $18^{\circ}01,84'$  с.ш.,  $136^{\circ}32,19'$  в.д., глубина воды 4712 м) на толеитовых океанических базальтах располагается буроватый наннопланктонный мел, относящийся к самой верхней части олигоцена (зона *Sphenolithus ciperoensis* и низы зоны *Triquetrorhabdulus carinatus*). Мощность осадков не превышает 3 м. Они согласно сменяются нижним миоценом — верхи зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* [Kroenke, Scott et al., 1980; Martini, 1980]. Восточнее рифтовой зоны Паресе-Вела оливинные базальты и брекчии покрываются осадками среднего миоцена (скв. 54). Еще далее к востоку, с приближением к Западно-Марианскому хребту, возраст базальных слоев осадочного чехла снова удревняется. К сожалению, точная датировка оказалась здесь невозможной. Скв. 53 ( $18^{\circ}02,0'$  с.ш.,  $141^{\circ}11,5'$  в.д., глубина океана 4629 м) вскрыла базальты и вулканические брекчии с тонкими прослоями крепких известняков. Выше залегают вулканические пеплы с тонкими примазками карбонатного материала. Они содержат бедный и плохой сохранности наннопланктон, определяющий возраст отложений в пределах самых верхов олигоцена — низов миоцена [Fischer, Heezen et al., 1971].

С палеогеновыми отложениями мы снова встречаемся в разрезах фронтальной части Марианской островной дуги, отделенной от древней (меловой) океанической коры Тихого океана Марианским глубоководным желобом (см. рис. 12). Осадки палеогена содержат довольно бедные ассоциации планктонных микроорганизмов, что затрудняет возрастные датировки [Hussong, Uyeda et al., 1981; Krashennikov, 1981a; Ellis, 1981].

На абиссальных глубинах внутренней стенки Марианского желоба бурилась скв. 461 ( $17^{\circ}46,05'$  с.ш.,  $147^{\circ}41,18'$  в.д., глубина океана 7034 м). Она вскрыла около 20 м кремнистых илов, цеолитовых глин и бурых глин с пепловым материалом. Их верхние слои имеют четвертичный возраст, причем содержат переотложенный эоценовый и олигоценовый наннопланктон. Возраст бурых глин в основании разреза остался неизвестным.

Несколько к западу, но также на внутренней стенке Марианского желоба скв. 460 ( $17^{\circ}40,14'$  с.ш.,  $147^{\circ}37,92'$  в.д., глубина океана 6451 м) достигла базальтового основания островной дуги. Мощность осадочного чехла здесь невелика — 76 м, причем нижние 48 м осадков относятся к палеогену. Последние представлены известковистыми глинами с прослоями цеолитовых глин, стекловатых вулканических туфов и пеплов. Базальные слои осадков принадлежат к верхней части среднего эоцена (зона *Ret. culofenestra umbilica* по наннопланктону) и верхнему эоцену (зона *Discoaster barbadiensis* по наннопланктону, зона *Thyrsoyrtis bromia* по радиоляриям). В олигоцене различается его нижняя часть со скудным планктоном и верхняя часть, где по наннопланктону маркируется зона *Sphenolithus ciperoensis*. Соотношение с миоценом остается неясным — верхний олигоцен и радиоляриевые илы квартера разделены 10-метровой пачкой бурых немых глин.

Более полный разрез палеогеновых отложений вскрыт скв. 459 ( $17^{\circ}51,75'$  с.ш.,  $147^{\circ}18,09'$  в.д., глубина океана 4115 м), приуроченной к тому месту, где относительно пологий континентальный склон переходит в крутую стенку глубоководного желоба. Эта скважина достигла фундамента островной дуги — серии мелко- и среднезернистых толеитовых базальтов и пористых подушечных лав. Выше располагаются палеогеновые отложения мощностью 125 м.

Разрез осадочного чехла начинается буроватыми слабокарбонатными глинами и окремненными глинами с радиоляриями зоны *Podocoyrtis chalara* (средний эоцен). Они сменяются буроватыми глинами с прослоями стекловатых туфов и радиоляриями зоны *Thyrsoyrtis bromia* (верхний эоцен). Мощность эоценовой части разреза 18 м.

Переход от эоцена к олигоцену постепенный. В основании последнего залегают бурые глины (мощность 2 м) с наннопланктоном подзоны *Cyclococcolithus formosus* (верхняя часть зоны *Ericsonia subdisticha*). Однако выше следует перерыв — нижний олигоцен почти полностью выпадает из разреза.

Литологический состав верхнего олигоцена существенно иной — толща зеленовато-серых, желтоватых и серых наннопланктонных известняков и мела с прослоями мергелей, глинистого мела, известковистых глин, стекловатых туфов, песчаников, алевролитов и конгломератов. Осадки обычно насыщены туфогенным материалом. Они явно могут быть отнесены к категории глубоководных турбидитов. Отчасти этим объясняется их значительная мощность — 105 м.

Планктонные фораминиферы в осадках верхнего олигоцена немногочисленны и затронуты избирательным растворением. Выделяется зона *Globorotalia opima* с *G. aff. opima*, *Globigerina ciperogensis*, *G. angulisuturalis*, *G. angustiumbilitata*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *Cassigerinella chipolensis*, *Chiloguembelina cubensis* и зона *Globigerina ciperogensis*, комплекс фораминифер которой состоит из индекс-вида, *G. angustiumbilitata*, *G. angulisuturalis*, *G. praebulloides*, *G. venezuelana*, *G. ouachitaensis*, *Globigerinita unicava*, *Cassigerinella chipoensis*, *Globorotaloides suteri*.

По наннопланктону установлены зоны *Sphenolithus distentus* и *Sphenolithus ciperogensis*. Поскольку в зоне *Triquetrorhabdulus car natus* (переходные слои к миоцену) намечаются все три подзоны, достаточно очевидно, что какие-либо следы несогласия на границе олигоцена и миоцена отсутствуют.

Еще далее к западу, примерно на середине расстояния между осью Марианского жлоба и Марианской вулканической островной дугой, находится скв. 458 (17° 51,84' с.ш., 146° 56,06' в.д., глубина океана 3449 м). Она также достигла фундамента островной дуги — толентовые базальты и андезитовые пиллоу-лавы. Однако в этой скважине эоцен отсутствует и разрез осадочного чехла начинается породами олигоцена. Следует отметить, что базальные слои содержат переотложенные эоценовые радиолярии. Эти слои представлены вулканогенными песчаниками, алевролитами и стекловатыми туфами с тонкими примазками карбонатного материала. Они сменяются белым, серым и желтоватым наннопланктонным мелом, обычно глинистым, с пепловым материалом и прослоями вулканических пеплов. Мощность олигоценовых отложений составляет 84 м.

В стратиграфическом плане разрез начинается осадками верхней части нижнего олигоцена — зона *Sphenolithus predistentus* по наннопланктону и зона *Theocyrtis tuberosa* по радиоляриям; планктонные фораминиферы здесь отсутствуют. Верхнеолигоценовый интервал отмечен плохим выходом керна. Очевидно поэтому ни по одной группе планктона не устанавливается вся серия зон. По фораминиферам выделены зона *Globorotalia opima* с индекс-видом, *Globigerina rohri*, *G. praebulloides*, *G. angustiumbilitata*, *Globorotaloides suteri* и зона *Globigerina ciperogensis* с индекс-видом, *G. venezuelana*, *G. rohri*, *G. angustiumbilitata*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*. Комплексы радиолярий принадлежат к зоне *Dorcadospyris ateuchus*. Наннопланктон свидетельствует о зоне *Sphenolithus distentus*, верхней части зоны *Sphenolithus ciperogensis* и зоне *Triquetrorhabdulus carinatus* (с подзонами). Тем не менее разрез верхнего олигоцена, скорее всего, является непрерывным, равно как и переход к нижнему миоцену.

Палеогеновые отложения обнажены на нескольких островах Марианского архипелага, включая острова Гуам и Сайпан [Todd, 1957, 1966; Todd et al., 1954]. На Гуаме выше базальтов залегают песчаники, глины и известняки с туфовым материалом. Их базальные слои с *Globorotalia spinulosa* и *G. spinuloinflata* относятся к верхней части среднего эоцена. Верхний эоцен содержит *Globorotalia centralis*, *Globigerapsis index*, *Hantkenina alabamensis*, *Cribrohantkenina inflata*. Олигоцен представлен своей большей частью — наличие *Globigerina ampliapertura* и *G. sellii* совместно с *G. gortanli*, *G. senilis*, *G. danvillensis*, *Chiloguembelina cubensis* свидетельствует о нижнем олигоцене; появление *Globorotalia opima* указывает на верхний олигоцен. На о-ве Сайпан разрез также начинается отложениями среднего — верхнего эоцена с *Globigerapsis index*, *Globorotalia centralis*, *Hantkenina sp.* Олигоцен не установлен. Таким образом, стратиграфический диапазон палеогеновых отложений на островах Гуам и Сайпан тот же, что и в скв. 458, 459 и 460 на восточном склоне Марианского хребта (средний эоцен — олигоцен), но они представлены, конечно, мелководными образованиями с обильными бентосными фораминиферами.

Западнее, в Марианском трое, палеогеновые осадки отсутствуют — здесь на вулканическом комплексе непосредственно располагаются отложения плиоцена и квартера.

Изложенный фактический материал демонстрирует неравномерности в распределении палеогеновых отложений в пределах акватории Филиппинского моря. В наиболее полном объеме (палеоцен — верхний олигоцен) они развиты на западе — в Филиппинской впадине. Во впадине Паресе-Вела лишь в ее краевых частях обнаружены слои позднего

олигоцена или переходные к миоцену, сама же впадина выполнена осадками неогена. В Марианском трюге палеоген полностью отсутствует, базальты перекрыты здесь осадками позднего неогена и квартера. В Марианской островной дуге мы снова встречаемся с разрезами среднего — верхнего эоцена и олигоцена. Подобная картина, естественно, отражает сложный ход геологического развития котловины Филиппинского моря на протяжении кайнозойского времени, о чем несколько подробнее будет сказано в следующем разделе.

## **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР, СТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХОГО ОКЕАНА**

Обзор региональной стратиграфии палеогеновых отложений северо-западной акватории Тихого океана вскрывает удивительно интересную страницу палеогеновой летописи. Кажется невероятным, что еще совсем недавно она была нам совершенно неизвестна. Вместе с тем достаточно очевидны ограничивающие возможности фактического материала. Почти все скважины пробурены в пределах  $11^{\circ}$  ю.ш. и  $36^{\circ}$  с.ш., т.е. в пределах современных тропического и субтропического поясов. Лишь скважины субмеридиональных Императорских гор находятся значительно севернее ( $38^{\circ}$  с.ш. —  $53^{\circ}$  с.ш.), захватывая современные умеренный и бореальный климатические пояса, но приносимая ими информация о строении палеогена весьма неполна. Непрерывные разрезы карбонатных осадков всего палеогена на поднятиях северо-запада Тихого океана отсутствуют. К счастью, некоторые из них демонстрируют прекрасные непрерывные разрезы нескольких отделов или подотделов палеогена. Так, на поднятиях Хесса (скв. 465) и Шатского (скв. 47 и 305) обнаружены полные или почти полные разрезы палеоцена и нижнего эоцена. Для эоцена (особенно среднего и верхнего) весьма представительны разрезы поднятия Онтонг-Джава (скв. 289), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 44), плато Манихики (скв. 317), поднятия Магеллана (скв. 167) и Бенхэм (скв. 292). Прекрасны разрезы олигоценовых отложений на поднятиях Онтонг-Джава (скв. 289 и 288) и Магеллана, в Восточно-Каролинской впадине (скв. 63) и впадине Науру (скв. 462), на плато Манихики (скв. 317), поднятии Бенхэм (скв. 292) и хребте Палау-Кюсю (скв. 448 и 296). Чрезвычайно фрагментарны данные о характере разрезов палеогена в глубоководных впадинах (Северо-Западной, Северо-Восточной, Центрально-Тихоокеанской, Восточно-Марианской). В результате комбинация всех материалов дает очень полное представление о характере фауны планктонных фораминифер и хроностратиграфии палеогена, но позволяет лишь в общих чертах наметить ход геологической истории палеогена в пределах рассматриваемой акватории Тихого океана.

### **ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА**

Систематический состав планктонных фораминифер из палеогеновых отложений обширной области от плато Манихики на юге до поднятия Хесса на севере свидетельствует, что образование осадков происходило в пределах тепловодного (тропического и субтропического) пояса. Различаются экваториальные, тропические и субтропические ассоциации планктонных фораминифер.

Экваториальные и тропические комплексы в палеоцене, нижнем и среднем эоцене характеризуются широким развитием килеватых *Globorotalia*, родов *Truncorotaloides* и *Orbulinoides*, различных видов *Globigerapsis* и *Globigerinata*, в верхнем эоцене — группы *Globorotalia cerroazulensis*, рода *Cribohantkenina*, *Globigerapsis semiinvoluta*, в олигоцене обильны крупные *Globigerina* (в отличие от микрофауны умеренных широт). В этих ассоциациях представители *Acarinina*, *Globigerina* и *Pseudohastigerina* занимают подчиненное положение (палеоцен, нижний и средний эоцен), в среднем и верхнем эоцене редки некоторые виды *Hantkenina*, *Globigerina*, *Pseudohastigerina*, *Globigerinita*, а в олигоцене — ряд представителей *Globigerina*, *Globigerinita*, *Cassigerinella*, *Globorotaloides*.

Отличия экваториальных комплексов планктонных фораминифер от тропических еще плохо известны. Они заключаются в обеднении систематического состава фораминифер.

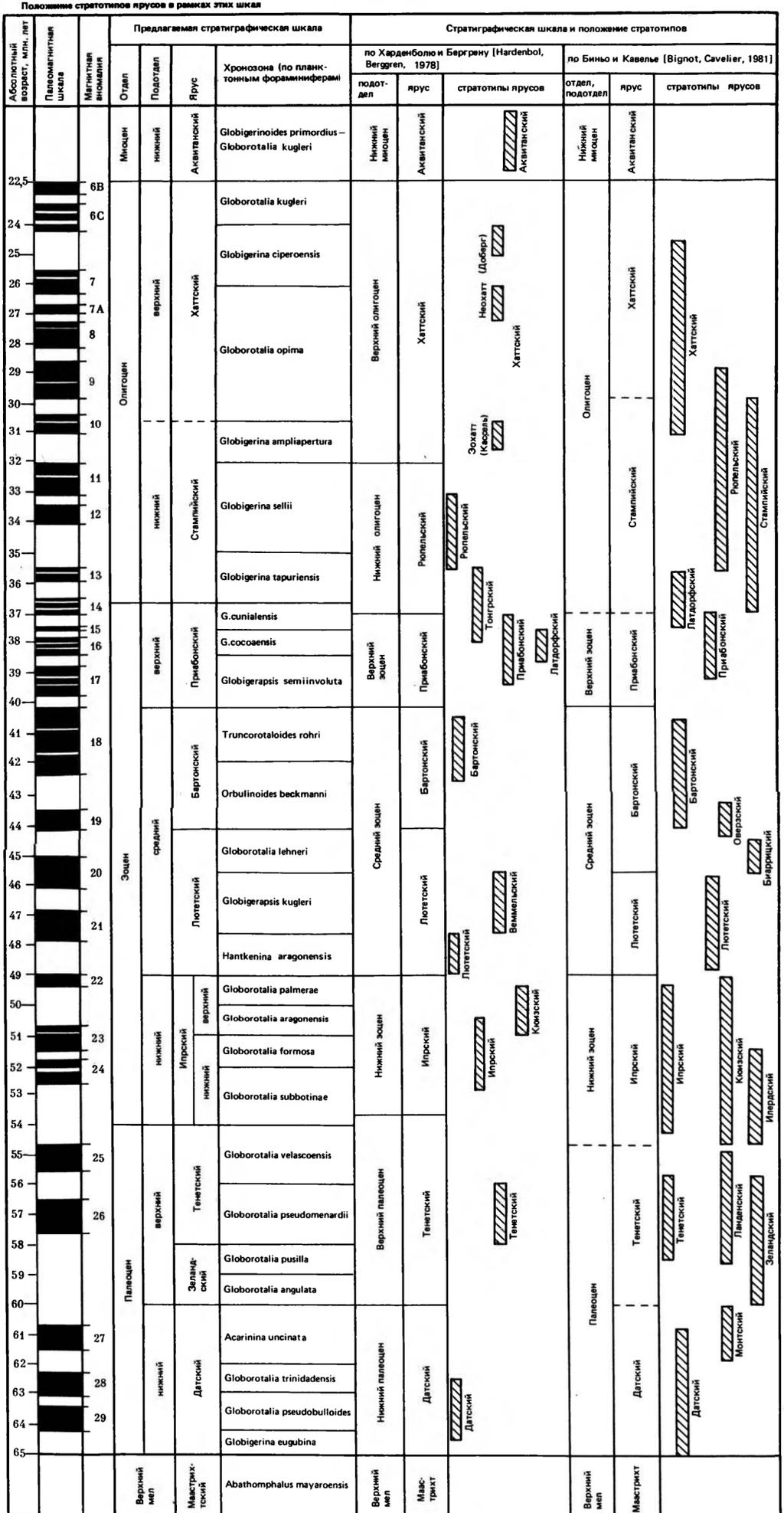
Таблица 1

Унифицированная шкала палеогена юга СССР		СССР (Крымско-Кавказская и Закавказская области) [Субботина, 1936, 1947, 1953; Морозова, 1959а, б, 1960; Шуцкая, 1956, 1970; Невзорова, 1971; Крашенинников, Пухляк, 1973]		Восточное Средиземноморье (Сирия) [Крашенинников, 1964, 1965а-в, 1969; Крашенинников, Немков, 1975]		Крымско-Кавказский бассейн [Boll, 1957а-с, 1959, 1966; Blov, 1969]		Международная шкала палеогена	
Отдел	Подотдел							Подотдел	Отдел
Олигоцен P <sub>3</sub>	Планктонные фораминиферы редки	Globigerina ciperoensis		Globigerina ciperoensis		Globigerina opima		верхний P <sub>3</sub>	
		Globigerina ampliapertura		Globigerina ampliapertura		Globigerina sellii		нижний P <sub>3</sub>	
		Globigerina tapuriensis		Globigerina tapuriensis		Cassigerinella chipolensis - Pseudohastirina micra		G. sellii G. tapuriensis	
		Globigerina turcmenica		Truncorotaloides rohri		Truncorotaloides rohri			
Эоцен P <sub>2</sub>	верхний P <sub>2</sub>	Globigerina turcmenica		Truncorotaloides rohri		Truncorotaloides rohri		верхний P <sub>2</sub>	
		Hantkenina alabamensis		Hantkenina alabamensis		Orbulinoides beckmanni			
		Acarinina rotundimarginata		Acarinina rotundimarginata		Globorotalia lehneri		средний P <sub>2</sub>	
		Acarinina bullbrookii (= A. "crassaformis")		Acarinina bullbrookii		Globigerapsis kugleri		Hantkenina aragonensis	
		Globorotalia aragonensis s.l.		Globorotalia aragonensis s.l.		Globorotalia palmerae		Globorotalia aragonensis	
	средний P <sub>2</sub>	Globorotalia marginodentata		Globorotalia marginodentata		Globorotalia formosa		нижний P <sub>2</sub>	
		Globorotalia subbotinae s.str.		Globorotalia subbotinae s.str.		Globorotalia subbotinae			
		Acarinina acarinata		Acarinina acarinata		Globorotalia velascoensis		верхний P <sub>1</sub>	
		Acarinina mckannai (= A. subsphaerica)		Acarinina mckannai		Globorotalia pseudomenardii		Globorotalia pseudomenardii	
		Acarinina tadjikistanensis		Acarinina tadjikistanensis		Globorotalia pusilla		Globorotalia angulata	
Палеоцен P <sub>1</sub>	верхний P <sub>1</sub>	Acarinina inconstans		Acarinina uncinata		Globorotalia uncinata		Датский ярус	
		Globorotalia pseudobulloidoides - Globigerina trivialis		Globorotalia pseudobulloidoides - Globigerina triliculinoides		Globorotalia trinidadensis		нижний P <sub>1</sub>	
	нижний P <sub>1</sub>	Globigerina taurica		Globigerina eobulloidoides		Globigerina taurica			
		Globigerina eugubina		?		Globigerina eugubina			

Таблица 2

Отдел	Подотдел	Зоны		
		по фораминиферам	по наннопланктону	по радиоляриям
Олигоцен	верхний	Globorotalia kugleri s.str.	Triquetrorhabdulus carinatus s.l. (нижняя часть)	Lychnocyrtus elongata (нижняя часть)
		Globigerina ciperoensis	Sphenolithus ciperoensis	Dorcadospyris atechus
		Globorotalia opima	Sphenolithus distentus	
	нижний	Globigerina ampliapertura	Sphenolithus predistentus	Theocyrtis tuberosa
		Globigerina sellii	Helicopontosphaera reticulata	
		Globigerina tapuriensis	Ericsonia subdisticha	
Эоцен	верхний	Globorotalia cunialensis (или G.gortanii - G.centralis)	Sphenolithus pseudoradians	Thyrsocyrtis bromia
		Globorotalia cocoensis	Isthmolithus recurvus	Thyrsocyrtis tetracantha
		Globigerapsis semiinvoluta	Chiasmolithus oamaruensis	
	средний	Truncorotaloides rohri	Discoaster saipanensis	Podocyrts goetheana
		Orbulinoides beckmanni	Reticulofenestra umbilica	Podocyrts chalara
		Globorotalia lehneri	Discoaster bifax	Podocyrts mitra
		Globigerapsis kugleri	Nannotetrina fulgens	Podocyrts ampla
		Hantkenina aragonensis	Discoaster subdoensis	Thyrsocyrtis triacantha
		Globorotalia palmerae	Discoaster lodoensis	Theocampe mongolfieri
		Globorotalia aragonensis	Marthasterites tribrachiatus	Theocotyle cryptocephala
нижний	Globorotalia formosa	Discoaster binodosus	Phormocyrtis striata	
	Globorotalia subbotinae	Discoaster diastypus	Buryella clinata	
		Marthasterites contortus	Becoma bidartensis	
Палеоцен	верхний	Globorotalia velascoensis	Discoaster multiradiatus	
		Globorotalia pseudomenardii	Heliolithus riedeli	
		Globorotalia pusilla	Discoaster gemmeus	
	нижний	Globorotalia angulata s.l.	Heliolithus kleinpelli	Fasciculithus tympaniformis
		Acarinina uncinata	Chiasmolithus danicus	Ellipsolithus macellus
		Globorotalia trinidadensis	Cruciplacolithus tenuis	
		Globorotalia pseudobulloidoides	Marcalius astroporus	
		Globigerina eugubina		

Таблица 3



Примечание. Шкала абсолютного возраста по Харденболу Бергеру [Hardenbol, Berggren, 1978]; палеомагнитная шкала - по Лоури и Альварес [Lowrie, Alvarez, 1981].

Таблица 3  
Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону, объемы ярусов палеогена СССР в стратотипе и паратотипе и стратиграфические объемы отделов и подотделов палеогена Средиземноморья и Крымско-Кавказской области

Отделы и подотделы палеогена Крымско-Кавказской области	Ярусы в паратотипе (Северный Кавказ) и в понимании МСК	Ярусы в стратотипе (Крым)	Зоны по планктонным фораминиферам	Зоны по наннопланктону	Отделы и подотделы палеогена Средиземноморья
Олигоцен			Globigerina tapuriensis	Ericsonia subdisticha	Олигоцен
Верхний эоцен	Альминский	Альминский	Globigerina tapuriensis	Ericsonia subdisticha	Верхний эоцен
			Globigerapsis tropicalis и крупных глобигерин	Sphenolithus pseudoradians	
	Бодракский	Бодракский	Globigerina turcmenica	Isthmolithus recurvus	Средний эоцен
			Hantkenina alabamensis	Chiasmolithus oamaruensis	
Средний эоцен	Симферопольский	Симферопольский	Globigerina turcmenica	Discoaster saipanensis	Средний эоцен
			Hantkenina alabamensis	Discoaster bifax	
			Acarinina rotundimarginata	Nannotetrina fulgens	
	Бажисарайский	Бажисарайский	Acarinina bullbrookii	Discoaster subdoensis	Нижний эоцен
			Слой с A. bullbrookii и G. saucisica	Rhabdosphaera inflata	
			Globorotalia aragonensis s.l.	Discoaster lodoensis	
Нижний эоцен	Бажисарайский	Бажисарайский	Подзона Globorotalia caucasica	Marthasterites tribrachiatus	Нижний эоцен
			Подзона Globorotalia aragonensis s.str.	Discoaster binodosus	
Верхний палеоцен	Качинский	Качинский	Globorotalia marginodentata	Discoaster diastypus	Верхний палеоцен
			Globorotalia subbotinae	Marthasterites contortus	
Нижний палеоцен	Инкерманский	Инкерманский	Acarinina acarinata	Discoaster multiradiatus	Верхний палеоцен
			Acarinina mckannai (= A. subsphaerica)	Heliolithus riedeli	
			Acarinina djanensis	Discoaster gemmeus	
Датский ярус	Датский	Датский	Globorotalia conicotruncata	Heliolithus kleinpelli	Датский ярус
			Globorotalia angulata s.str.	Fasciculithus tympaniformis	
			Acarinina inconstans	Cyclococcolithina robusta	
			Globigerina triliculinoides - Globorotalia pseudobulloidoides	Chiasmolithus danicus	
			Globigerina taurica	Cruciplacolithus tenuis s.l.	Нижний палеоцен

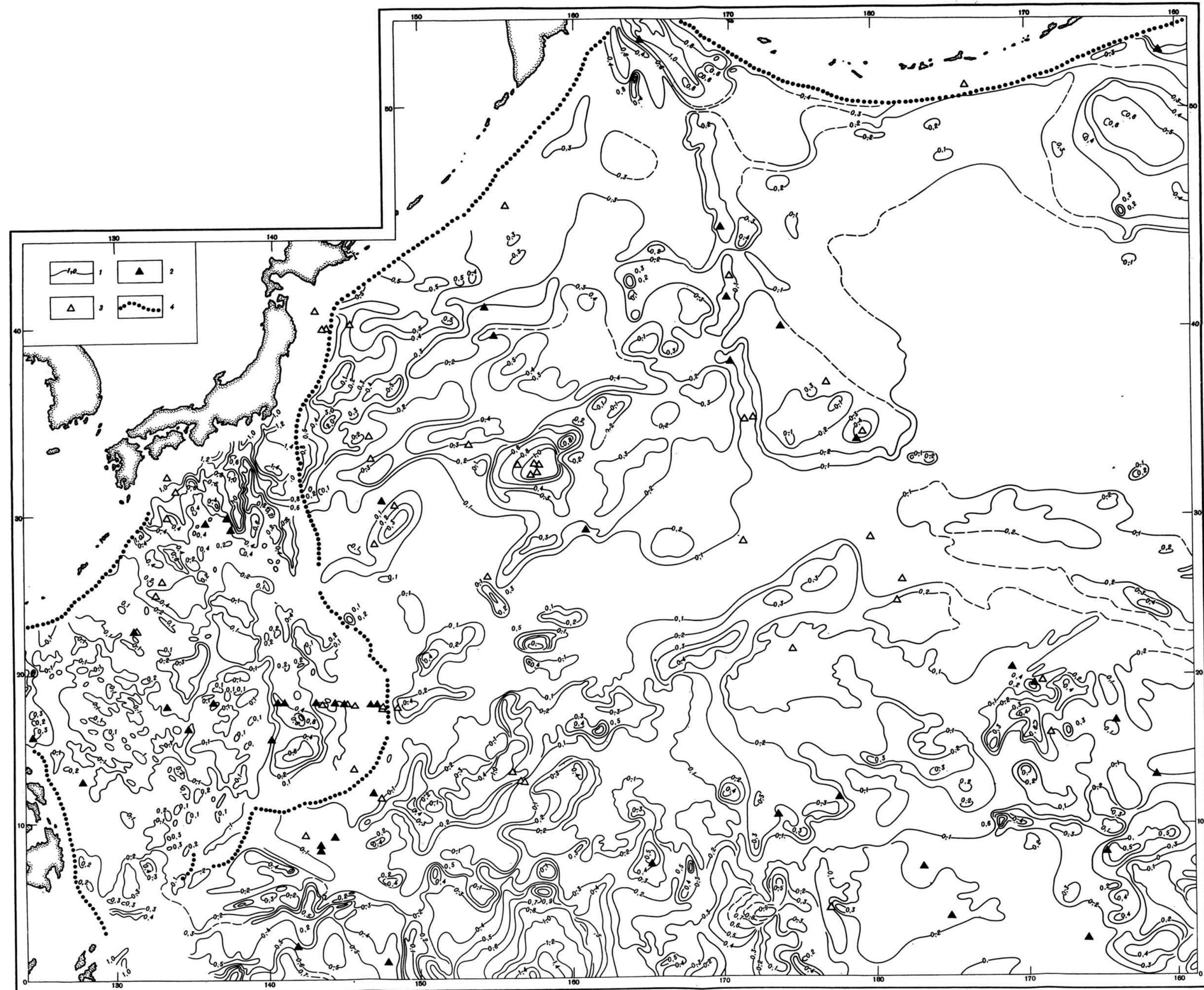


Рис. 3. Карта мощности осадочного чехла северо-западного сектора Тихого океана и Филиппинского моря. По Людвиг и Хутц [Ludwig, Houtz, 1979]  
 1 - изопакеты, км; 2, 3 - скважины: 2 - достигшие базальтов океанического фундамента, 3 - не достигшие фундамента; 4 - глубоководные желоба

минифер, если не принимать во внимание виды *Globigerina*, *Acarinina* и др., развитых в небольшом количестве экземпляров. В скв. 313 и 200 некоторые экземпляры верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых акаринин (*Acarinina pseudotopilensis*, *A. acarinata*, *A. triplex*, *A. pentacamerata*, *A. soldadoensis*, *A. interposita*), линзовидных и конических глобороталий (*Globorotalia formosa*, *G. marginodentata*, *G. quetra*, *G. arapthesma*, *G. aragonensis*) имеют на спиральной стороне дополнительные шовные устьевые отверстия — признак, очевидно, характерный для экваториальных форм этих видов (внутривидовая изменчивость). Подобные экваториальные комплексы планктонных фораминифер наблюдались нами в палеоцене и нижнем эоцене Восточно-Марианской впадины и отчасти в Центрально-Тихоокеанских горах. В основном же на плато Манихики, поднятиях Магеллана и Онтонг-Джава, в Центрально-Тихоокеанских горах мы встречаемся с типичными тропическими комплексами планктонных фораминифер.

Заметно иными становятся комплексы планктонных фораминифер на поднятии Шатского и особенно на поднятии Хесса. Здесь они достигают поразительного видового разнообразия — тропические виды сопровождаются различными представителями *Acarinina*, *Globigerina*, *Globigerinita*, *Pseudohastigerina* и другими, наиболее типичными для субтропического пояса. Микрофауна палеогена поднятия Шатского и палеоцена поднятия Хесса следует считать характерной для южной части субтропического пояса. Она выглядит даже более тепловодной, чем комплексы планктонных фораминифер Средиземноморья.

Ассоциации планктонных фораминифер, обычные для северной части субтропического пояса, в районе исследований еще не установлены. Они хорошо изучены в Закаспии, Крымско-Кавказской области, а по материалам глубоководного бурения в Бискайском заливе [Berggren, 1972; Krasheninnikov, 1979]. Им свойственно некоторое обеднение систематического состава, исчезновение ряда тропических видов килеватых *Globorotalia*, *Clavigerinella*, *Orbulinoides*, *Globigerapsis*, *Cribrorhantkenina* и заметное возрастание процентного содержания представителей *Acarinina*, *Globigerina*, *Pseudohastigerina*. Вполне вероятно, что эти северносубтропические комплексы будут обнаружены в палеогене северной и центральной части Императорских гор.

Точно так же в северо-западном секторе Тихого океана еще не установлены умеренные ассоциации планктонных фораминифер, аналогичные таковым Северной Атлантики (плато Рокколл). Последние сильно обеднены по систематическому составу, в них резко доминируют представители *Globigerina*, сопровождаемые в подчиненном количестве экземплярами видами *Acarinina*, некилеватых *Globorotalia*, *Globigerinita*, *Globorotaloides*, *Pseudohastigerina* [Krasheninnikov, 1979]. К подобной микрофауне приближаются планктонные фораминиферы из осадков верхнего эоцена — нижнего олигоцена на севере Императорских гор (скв. 192). Палеоклиматический характер нижнеэоценовых фораминифер из той же скважины трудно интерпретировать — обеднение их комплексов и плохую сохранность микрофауны можно объяснить и влиянием избирательного растворения.

Отсутствие в северо-западном секторе Тихого океана всего набора комплексов планктонных фораминифер — от экваториальных до умеренных — накладывает определенные ограничения на реконструкцию палеоклиматической зональности. Надо полагать, с течением времени будут получены новые материалы о палеогене Императорских гор и возможности для такой реконструкции значительно расширятся.

Тем не менее уже сейчас напрашивается вывод, что комплексы планктонных фораминифер палеогена юга Императорских гор, поднятий Хесса и Шатского, Центрально-Тихоокеанских гор и Восточно-Марианской впадины не соответствуют палеоширотам палеогенового времени. Они выглядят более южными (тепловодными) по сравнению с комплексами фораминифер на тех же палеоширотах в Атлантическом океане (бассейне с пассивными окраинами), в странах Средиземноморья, Ближнего и Среднего Востока и на юге европейской части СССР (Крымско-Кавказская область). Можно предположить, что карбонатные осадки указанных областей Тихого океана с богатыми комплексами планктонных фораминифер сформировались в более южных районах (экваториальных и тропических) и лишь в последующее время были смещены к северо-западу в результате движения в этом направлении Тихоокеанской плиты. Как известно, подобное смещение допускается многими специалистами. Анализируя изменение темпов осадконакопления, преимущественное развитие карбонатных или кремнистых осадков, Лансло и Ларсон [Lancelot, Larson, 1975] дали графическое

изображение путей северо-западного движения местонахождений скв. 313, 305 и 310 в течение мезозойского и кайнозойского времени. Ими также определено время, когда районы этих скважин пересекли экваториальную зону высокой биологической продуктивности ( $5^{\circ}$  ю.ш. —  $5^{\circ}$  с.ш.). Согласно реконструкции Лансло и Ларсона район скв. 313 в палеоценовое — раннеэоценовое время находился у северной кромки экваториальной зоны; район скв. 305 (поднятие Шатского) в это же время располагался у границы тропической и субтропической областей, а район скв. 310 (поднятие Хесса) — несколько севернее. Особенности фауны планктонных фораминифер в палеоценовых отложениях скв. 47, 305, 310 и 313 вполне соответствуют данной палеотектонической реконструкции.

Характер мшанок из нижнеэоценовых отложений подводной горы Коко (скв. 308) на юге Императорских гор указывает на климат, близкий к тропическому [Cheetham, 1975]. Севернее верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые отложения подводной горы Суйко (скв. 433) отмечены сочетанием зеленых (*Halimeda*) и багряных водорослей и одиночных кораллов при отсутствии колониальных кораллов, что свидетельствует о субтропическом климате. Скв. 433 находится на  $44^{\circ}46'$  с.ш.; ее палеоценовая — нижнеэоценовая палеоширота определяется около  $30^{\circ}$  с.ш. [Mc Kenzie et al., 1980]. Состав планктонных фораминифер согласуется с подобным выводом — сочетание различных конических и линзовидных килеватых глобороталий и акаринин указывает на субтропический климат. Поскольку планктонные фораминиферы в мелководных осадках немногочисленны, трудно определить принадлежность их комплексов к южному субтропическому (средиземноморскому) типу или северному субтропическому (крымско-кавказскому). Наличие *Globorotalia pusilla* и *G. laevigata*, неизвестных в палеоцене широт Крымско-Кавказской области, скорее говорит о средиземноморском характере микрофауны ( $30\text{--}35^{\circ}$  с.ш.).

Таким образом, в северо-западной части Тихого океана в латеральном направлении обнаруживается спектр палеоценовых комплексов планктонных фораминифер — от экваториального до южного субтропического, но, очевидно, смещенных по отношению к палеоширотам палеоэоценового времени. Конечно, в ходе предпологаемого смещения к северо-западу палеотемпературный облик ассоциаций планктонных фораминифер вверх по разрезу должен был меняться, но это уже требует более тщательного анализа микрофауны.

Определение палеоклиматической принадлежности комплексов планктонных фораминифер затрудняется влиянием на их систематический состав избирательного растворения. Конечно, пелагические карбонатные осадки палеогена (за исключением карбонатных турбидитов) во всех изученных разрезах сформировались выше уровня карбонатной компенсации, но в целом ряде случаев отложение осадков происходило около или ниже лизоклина планктонных фораминифер. При этих обстоятельствах прижизненные ценозы планктонных фораминифер претерпевают существенную трансформацию, изменяясь до неузнаваемости. Рассмотрим особенности таких комплексов фораминифер на примере некоторых разрезов палеогена на поднятиях Шатского, Хесса и Центрально-Тихоокеанских гор.

Выше фораминиферового лизоклина происходило накопление пелагических наннофораминиферовых илов палеоцена — нижнего эоцена в скв. 47, среднего — верхнего эоцена и олигоцена в скв. 44, палеоцена в скв. 465, нижнего — среднего эоцена и олигоцена в скв. 463, среднего эоцена и олигоцена в скв. 171 (современные глубины океана от 1500 до 2700 м). Планктонные фораминиферы характеризуются высоким видовым разнообразием, прекрасной сохранностью раковин и правильно отражают палеоклиматические особенности районов своего местообитания.

Около фораминиферового лизоклина происходило накопление осадков среднего — верхнего эоцена в скв. 466 (современная глубина океана 2665 м). Комплекс планктонных фораминифер здесь значительно обедненный.

Ниже лизоклина планктонных фораминифер накапливались наннофораминиферовые и наннопланктонные илы нижнего — среднего эоцена и олигоцена в скв. 310, палеоцена, эоцена и олигоцена в скв. 305, нижнего — среднего эоцена и олигоцена в скв. 313 (современные глубины океана от 2900 до 3500 м). Ассоциации планктонных фораминифер лишь частично отражают отличительные особенности первичных (естественных) ценозов. Влияние избирательного растворения привело к следующим результатам: палеоценозам планктонных фораминифер свойственно низкое систематическое разнообразие; некоторые легко растворимые виды полностью отсутствуют; происходит

обогащение наиболее резистентными видами — *Acarinina* spp., *Globigerina senni*, *G. pseudoeocaena*, *G. prasaepis*, *G. pseudovenezuelana*, *G. sellii*, *G. frontosa*, *Globorotalia opima*, *G. nana*, *Globigerapsis index*, *Globigerinita unicava*, *G. pera*, *Globorotaloides suteri* и др.; раковины имеют травленную поверхность; осадок содержит много обломков раковин; возрастает процентное содержание бентосных фораминифер, поскольку они более устойчивы к избирательному растворению.

Казалось бы, сохранность раковин планктонных фораминифер вверх по разрезу должна изменяться в худшую сторону — ведь в процессе океанического погружения глубина столба воды возрастает, а в ходе предполагаемого движения Тихоокеанской плиты от экваториального пояса на северо-запад (т.е. при переходе к субтропическому поясу) уровень карбонатной компенсации (и фораминиферового лизоклина) повышается. В действительности же сохранность раковин вверх по разрезу палеогеновых отложений испытывает вариации (скв. 305, 310, 313, 466). Нижний палеоцен в этих скважинах, как и во многих других, неизвестен. Мнение ряда авторов о высоком положении уровня карбонатной компенсации в датское время нам кажется вполне вероятным. Отчасти этим объясняются сокращенные мощности нижнего палеоцена или его полное выпадение из разреза. В верхнем палеоцене растворение значительно (скв. 305). В нижнем эоцене оно ослабевает и комплексы планктонных фораминифер достаточно богаты и хорошей сохранности (скв. 305, 313). Очень резко выражено избирательное растворение в среднем эоцене, несколько ослабевая в верхнем эоцене (скв. 310, 466, 305, 313). Вероятно, для среднего эоцена нужно допускать повышение уровня карбонатной компенсации. В олигоцене планктонные фораминиферы характеризуются хорошей сохранностью (скв. 310, 305, 313). Уровень карбонатной компенсации занимал в олигоценовое время, очевидно, низкое положение. Эти данные свидетельствуют о региональных (или субглобальных) колебаниях уровня карбонатной компенсации и фораминиферового лизоклина на протяжении палеогенового времени.

Оценка абсолютных значений экваториального уровня карбонатной компенсации (в пределах зоны шириной 6–8°) и тихоокеанского уровня карбонатной компенсации (к северу и югу от этой узкой зоны) дана ван-Анделом и его соавторами [Andel van et al., 1975]. Первый из уровней занимал в среднем эоцене достаточно высокое положение — 3400 м; на протяжении позднеэоценового времени уровень понизился до 3600 м; на рубеже эоцена и олигоцена наблюдается резкое его понижение до глубины 5100 м с некоторым повышением (до 4800 м) на границе палеогена и неогена. Амплитуда изменения тихоокеанского уровня карбонатной компенсации менее значительна, но характер кривой тот же самый: высокое стояние в среднем эоцене (3200 м); постепенное понижение (до 3400 м) в позднем эоцене; резкое понижение на границе эоцена и олигоцена с максимальным значением (4300 м) в середине олигоценового времени; слабое повышение уровня (до 4100 м) в конце олигоцена. Как видим, наблюдения над характером сохранности палеогеновых планктонных фораминифер хорошо согласуются с кривой изменения уровня карбонатной компенсации в интерпретации ван-Андела и др.

При оценке палеотемпературной характеристики планктонных фораминифер и их устойчивости к избирательному растворению необходимо считаться с существованием на некоторых этапах геологического времени эвритермных и резистентных фаун планктонных фораминифер. Так, ухудшение климатических условий олигоценового времени должно было бы вызвать четкую климатическую дифференциацию в распределении планктонных фораминифер. Однако их комплексы с относительно низким видовым разнообразием и слабой морфологической специализацией не дают такой ясной биогеографической картины, как в эоцене. Они свидетельствуют о некотором униформизме олигоценовых планктонных фораминифер, ибо эти комплексы на севере Императорских гор (скв. 192) и даже из умеренного пояса Северной Атлантики (плато Рокколл) сохраняют заметное сходство с более южными палеоценозами. Достаточно очевидно, что олигоценовые планктонные фораминиферы в целом обладали существенной толерантностью к климатическим условиям и, вероятно, к избирательному растворению.

Несомненно, анализ влияния избирательного растворения на состав палеоценозов планктонных фораминифер поможет избежать ошибок в определении их палеоклиматической принадлежности. Эта группа микрофауны является прекрасным индикатором палеоклиматических условий палеогена. Наш опыт работы показывает, что для реконструкции этих условий необходимо сочетание региональных стратиграфи-

ческих исследований и тщательного изучения планктонных фораминифер. Валовые списки фораминифер, содержащиеся во многих публикациях, подчас очень мало пригодны для палеотемпературной интерпретации.

Поскольку планктонные фораминиферы северо-западной части Тихого океана (от плато Манихики на юге до, по крайней мере, южной части Императорских гор на севере) носят отчетливо тропический и субтропический характер, для зонального расчленения палеогеновых отложений полностью применима зональная шкала Болли [Bolli, 1957 a—c] с некоторыми последующими коррективами [Blow, 1969; Premoli Silva, Bolli, 1973].

В нижнем палеоцене (датском ярусе) выделяются зоны: *Globigerina eugubina* (скв. 47, 199, 465); *Globorotalia pseudobulloides*, или зона *Globigerina taurica* (скв. 47, 288, 289, 465); *Globorotalia trinidadensis* (скв. 47, 289, 465); *Acarinina uncinata* (скв. 47, 465).

В верхнем палеоцене выделяются зоны: *Globorotalia angulata* s. str. (скв. 47) и *Globorotalia pusilla*, или зона *Globorotalia conicotruncata* (скв. 47, 305, 465), составляющие зеландский ярус; *Globorotalia pseudomenardii* (скв. 47, 199, 288, 289, 305, 465) и *Globorotalia velascoensis* (скв. 47, 199, 289, 305, 465), входящие в тенетский ярус.

Нижний эоцен (ипрский ярус) включает следующие зоны: *Globorotalia subbotinae* (скв. 47, 313); *Globorotalia formosa* (скв. 47, 200, 289, 305, 313); *Globorotalia aragonensis* s. str. (скв. 47, 200, 289, 305, 313); *Globorotalia palmerae*, или зона *Acarinina pentacamerata* (скв. 47, 305, 313, 463).

Средний эоцен состоит из зон: *Hantkenina aragonensis* (скв. 47, 466), *Globigerapsis kugleri* (скв. 289, 317) и *Globorotalia lehneri* (скв. 289, 313, 317, 463), соответствующих лютетскому ярусу; *Orbulinoides beckmanni* (скв. 44, 167, 171, 202, 289) и *Truncorotaloides rohri* (скв. 44, 167, 171, 289), образующих бартонский ярус.

Верхний эоцен (приабонский ярус) подразделяется на зоны: *Globigerapsis semivoluta* (скв. 44, 167, 289, 292, 317); *Globorotalia cocosaensis* (скв. 44, 64, 167, 289, 292, 317); *Globorotalia cunialensis*, или зона *Globigerina gortanii* — *Globorotalia centralis* (скв. 167, 292, 317).

Нижний олигоцен (стампийский ярус) включает следующие зоны: *Globigerina tauriensis* (скв. 165, 167, 292, 305, 310, 313, 316, 317, 462); *Globigerina sellii* (скв. 44, 64, 165, 167, 171, 292, 288, 289, 305, 313, 316, 317, 462, 463); *Globigerina ampliapertura* (скв. 44, 63, 165, 167, 171, 292, 288, 289, 305, 313, 317, 448, 462, 463).

Верхний олигоцен (хаттский ярус) состоит из зон: *Globorotalia opima* (скв. 63, 64, 165, 167, 171, 292, 296, 288, 289, 305, 313, 315, 317, 445, 448, 458, 459, 462); *Globigerina ciperoensis* (скв. 56, 57, 63, 165, 167, 171, 292, 296, 288, 289, 305, 313, 315, 317, 445, 448, 458, 459, 462); *Globorotalia kugleri* s. str. (скв. 55, 57, 63, 167, 292, 296, 289, 315, 317, 448, 462).

Именно эта зональная шкала, универсальная для палеогена бассейнов Тихого, Атлантического и Индийского океанов, и послужила основой для хроностратиграфической шкалы палеогена северо-западного сектора Тихого океана. С ее помощью было достигнуто единообразное понимание отделов и подотделов тихоокеанского палеогена. Хотелось бы надеяться, что аналогичным образом будет решена и проблема ярусов палеогена. В свою очередь, рассматриваемая шкала позволила на хроностратиграфической основе проанализировать геологическую историю палеогена северо-западной части Тихого океана, точно синхронизировать геологические события палеогена на обширной акватории.

Несмотря на некоторые отличия, определяемые климатической зональностью, планктонные фораминиферы и наннопланктон обеспечивают прямую корреляцию палеогеновых отложений Тихого океана и Крымско-Кавказской области. В планктонных микроорганизмах нужно видеть связующее звено для корреляции палеогена юго-западных (Карпаты, Крымско-Кавказская область, Закаспий) и дальневосточных (Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье) районов СССР. Вопрос сводится к тому, как сопоставить пелагические осадки палеогена Тихого океана и синхроничные мелководные терригенные отложения Камчатки и Сахалина, в которых руководящей группой являются бентосные фораминиферы.

Здесь намечаются три пути: 1) сравнение бентосных фораминифер из палеогеновых отложений на континенте и в океане; 2) тщательное изучение бедных планктонных фораминифер из палеогена Камчатки; 3) сопоставление с помощью бентосных

фораминифер разрезов палеогена Дальнего Востока СССР и тихоокеанского побережья США (штаты Орегон, Вашингтон, Калифорния), где бентос сопровождается хорошими комплексами планктонных фораминифер и наннопланктона. Первый путь не выглядит многообещающим, поскольку биомические условия существования бентосных фораминифер (прежде всего батиметрические) в акватории океана и на континентальных блоках были резко различными. Гораздо перспективнее кажутся два других направления. Собственно ими и руководствуются исследователи дальневосточного палеогена. Однако, чтобы прийти к решению этой проблемы, необходим дальнейший поиск комплексов планктонных фораминифер в палеогене Камчатки, тщательный анализ всех материалов по палеогену тихоокеанского побережья США. В перспективе видится не только использование тех же ярусов, подразделов и отделов палеогена, что и в акватории Тихого океана, но и применение единой шкалы палеогена, идентичной океанической, для всей территории СССР.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

Выше уже говорилось об ограниченных возможностях интерпретации палеогеновой истории северо-западной части Тихого океана. Они связаны с характером самого фактического материала.

Во-первых, количество скважин, вскрывших палеоген, весьма невелико применительно к обширной акватории, а расположены они неравномерно.

Во-вторых, относительно мелководные карбонатные осадки на положительных структурах отличаются непостоянством разрезов. Так, на поднятии Хесса в скв. 465 имеется полный разрез палеоцена, а эоцен и олигоцен отсутствуют; в соседних скв. 310 и 466 нет палеоцена, а эоцен и олигоцен представлены отдельными своими интервалами. На поднятии Шатского в скв. 47 прекрасно развиты палеоцен и нижний эоцен, а средний — верхний эоцен и олигоцен отсутствуют; в скв. 305 нет низов палеоцена и базальных слоев нижнего эоцена, однако средний — верхний эоцен и особенно олигоцен довольно представительны; в скв. 48 и 306 палеоген полностью отсутствует. В Центрально-Тихоокеанских горах палеоцен пока нигде не установлен, а разрезы начинаются низами нижнего эоцена (скв. 313), верхами нижнего эоцена (скв. 463), верхней частью среднего эоцена (скв. 171); в скв. 463 встречены лишь обрывки среднего эоцена и олигоцена, тогда как в скв. 44, 171 и 313 разрезы среднего — верхнего эоцена и олигоцена сравнительно полные. На поднятии Онтонг-Джава скв. 289 вскрыла разрез верхнего палеоцена и эоцена (хотя и с несколькими мелкими перерывами), тогда как в соседней скв. 288 он сокращенный и неполный. Некоторые из перерывов явно носят локальный характер, другие отражают общие изменения палеогеографической обстановки и циркуляции водных масс. Однако при небольшом числе скважин разграничение этих двух категорий перерывов весьма проблематично. Когда же скважины единичны (плато Манихики, поднятие Магеллана, впадина Науру), интерпретация разрезов становится особенно трудной.

Наконец, в-третьих, очень ограничен материал о палеогене абиссальных равнин, где осадки этого возраста маломощны, бедны органическими остатками, а бурение происходило с эпизодическим отбором керна.

Выход из создавшегося положения достаточно очевиден — необходимо сочетание данных глубоководного бурения и сейсмостратиграфических исследований. Большие расстояния между скважинами заставляют видеть в сеймопрофилировании важнейший источник информации. Вместе с тем биостратиграфическое расчленение меловых и кайнозойских отложений северо-запада Тихого океана показало, что с юго-востока на северо-запад литологические границы (т.е. отражающие поверхности) скользят во времени, пересекая хроностратиграфические рубежи [Heezen et al., 1973a; Hesse et al., 1974]. О временном непостоянстве поверхностей размывов неоднократно говорилось на предыдущих страницах. Это указывает на необходимость постоянно-го биостратиграфического контроля над сейсмостратиграфическими исследованиями.

Основные черты геологического развития северо-западной части Тихого океана в палеогеновое время можно представить в следующем виде (характер залегания, фации, мощности, вулканизм).

Как правило, на поднятиях мезозойские и кайнозойские отложения разделены перерывом — Онтонг-Джава (скв. 289 и, вероятно, 288), Хесса (скв. 466, 310), Шат-

ского (скв. 305, 306, 48), Магеллана (скв. 167), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 463, 171, 313). Этот перерыв хорошо наблюдается и на абиссальных равнинах — восточнее островов Лайн (скв. 164, 315, 316), в Центрально-Тихоокеанской впадине (правда, в скв. 166 и 165 соответственно средний эоцен и верхний палеоцен отделены от пород верхнего мела узкими интервалами без отбора керн). Вполне вероятен перерыв между мелом и палеогеном и на абиссальной равнине Северо-Западной котловины, где палеоцен не установлен. Во впадине Науру (скв. 462) в пределах одного грунтоноса (длиной 9 м) встречены осадки среднего маастрихта (зона *Globotruncana gansseri*) и верхней части датского яруса — низов верхнего палеоцена (зоны *Chiasmolithus Danicus* и *Ellipsolithus macellus*). Выход керн был очень низким, и характер контакта мела и палеогена установить не удалось. Наиболее вероятно предположение о несогласном соотношении мезозоя и кайнозоя.

Лишь на поднятиях Шатского (скв. 47) и Хесса (скв. 465) маастрихтский и датский ярусы связаны постепенным переходом и наблюдается вся последовательность зон (по планктонным фораминиферам) маастрихта и палеоцена. Уникальность этих двух разрезов с согласным контактом мела и палеогена станет очевидной, если вспомнить, что в соседних разрезах — и на поднятии Шатского (скв. 305, 306, 48), и на поднятии Хесса (скв. 310, 466) — мел и палеоген разделены перерывом. Постепенный переход от маастрихта (зона *Abathomphalus mayaroensis*) к датскому ярусу (зона *Globigerina eugubina*) наблюдается также в Восточно-Марианской впадине (скв. 199). Однако выше здесь несогласно залегают верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), т.е. из разреза выпадают почти весь датский ярус и зоны *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla* (зеландский ярус).

Распространение палеоценовых осадков и их фациальные типы показаны на рис. 13. Здесь (а также и на последующих рисунках для отложений эоцена и олигоцена) приведен реальный фактический материал, но отнюдь не предположительная интерполяция этих данных для северо-западной акватории Тихого океана. Как видим, сведения о палеоценовых отложениях связаны с подводными поднятиями; на разделяющих их абиссальных равнинах данные о палеоцене весьма проблематичны. Датский ярус установлен в ограниченном числе районов — поднятия Шатского (скв. 47) и Хесса (скв. 465), плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289) и Восточно-Марианская впадина (скв. 199). Еще реже находят отложения зеландского яруса — поднятия Хесса (скв. 465) и Шатского (скв. 47, 305). Обширнее сведения о тенетском ярусе — поднятия Шатского (скв. 47, 305) и Хесса (скв. 465), плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289) и Восточно-Марианская впадина (скв. 199). Нерасчлененные отложения палеоцена вскрыты в Императорских горах (скв. 430, 433), во впадинах Науру (скв. 462) и Восточно-Марианской (скв. 59, 202), у островов Лайн (скв. 315, 316) и на поднятии Магеллана (скв. 167). В большинстве случаев, однако, вероятно их принадлежность к тенетскому ярусу.

На поднятиях в палеоцене различаются три фациальных типа осадков: 1) оолитовые, водорослево-мшанковые и детритусовые известняки; они встречаются на подводных горах Суйко (скв. 433), Одзин (скв. 430) и Ита-Маи-Таи (скв. 202); 2) нано-фораминиферовые и наннопланктонные известняки и мел с черными и бурыми кремнями, развитые на поднятиях Хесса (скв. 465), Магеллана (скв. 167) и Онтонг-Джава (скв. 288, 289) и у островов Лайн (скв. 315, 316); 3) нано-фораминиферовый и наннопланктонный мел, лишенный прослоев и конкреций кремней (поднятие Шатского, скв. 47, 305). Если оолитовые и органогенно-обломочные известняки первого типа представляют собой мелководные шельфовые образования, то наннопланктонные и фораминиферовые известняки и мел относятся к достаточно глубоководным пелагическим осадкам. Обычно накопление биогенных илов происходило выше уровня лизоклина планктонных фораминифер.

В глубоководных впадинах также различаются три фациальных типа осадков: 1) наннопланктонные известняки с кремнями — впадина Науру (скв. 462), Восточно-Марианская впадина (скв. 199); планктонные фораминиферы составляют незначительный процент осадка и сильно затронуты избирательным растворением; часть карбонатного материала переотложена из осадков мелового возраста; 2) бурые абиссальные глины, нередко с цеолитами — Северо-Восточная котловина (скв. 164); 3) бурые абиссальные глины с вулканическим пеплом, цеолитами и кремнями — Восточно-Марианская впадина (скв. 59).

Маломощные бурые глины палеоцена можно предполагать на абиссальных равнинах к северу, западу и югу от поднятия Шатского, к югу от поднятия Хесса, к северу от

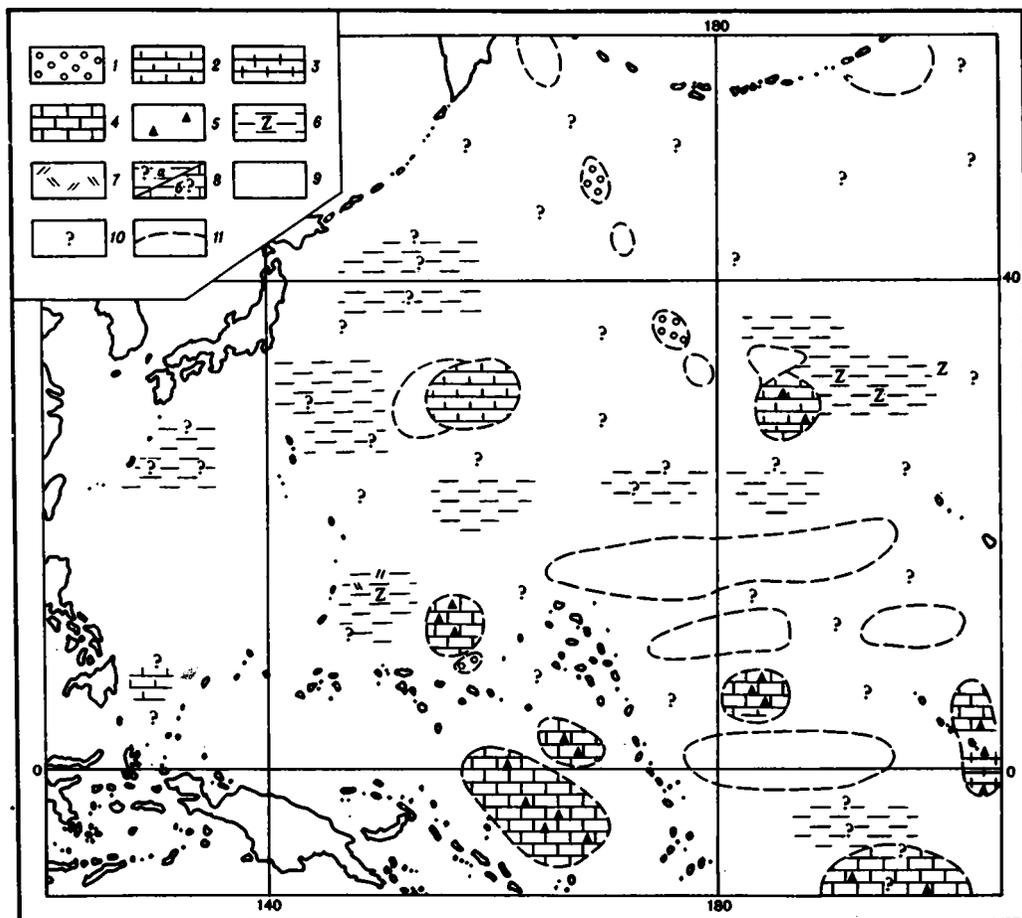


Рис. 13. Распределение основных литофациальных типов палеоценовых отложений в северо-западной части Тихого океана

1 — мелководные карбонатные осадки; 2, 3 — мел: 2 — наннопланктонный, 3 — нано-фораминиферовый; 4 — известняки; 5 — кремни; 6, 7 — глины: 6 — пелагические (z — цеолиты), 7 — с пепловым материалом; 8 — предполагаемые осадки (a — глины, б — известняки); 9 — осадки палеоцена отсутствуют; 10 — нет данных; 11 — ориентировочные контуры распространения тех или иных осадков (или их отсутствия)

плато Манихики, и в северной части Филиппинской котловины. Однако палеонтологически палеоцен здесь нигде не доказан.

В целом ряде районов палеоцен достоверно отсутствует — Алеутская равнина (скв. 183), ряд поднятий Императорских гор (скв. 192, 432, 308), поднятие Хесса (скв. 466, 310), западный и южный склоны поднятия Шатского (скв. 48, 306), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 463, 171, 313), к югу и северу от поднятия Магеллана (скв. 168, 169, 170, 66).

Мощности пелагических биогенных осадков палеоцена невелики. В стратиграфически полных разрезах на поднятиях Хесса (скв. 465) и Шатского (скв. 47) они составляют соответственно 54 и 30 м, т.е. скорости осадконакопления были очень низкими (5 — 2,7 м/млн. лет). В Восточно-Марианской впадине (скв. 199) и у островов Лайн (скв. 316) мощности глубоководных карбонатных осадков в неполных разрезах палеоцена возрастают соответственно до 115 и 80 м, т.е. темпы осадконакопления увеличиваются до 11—7 м/млн. лет. Объяснение этому в значительном объеме переотложенного более древнего (мелового) карбонатного материала. Трудно что-либо сказать о мощности абиссальных бурых глин палеоцена, палеонтологически недоказанных. Если они и были пропущены при бурении с эпизодическим отбором керна, то мощность их составляет первые метры.

Карбонатные и глинистые осадки нижнего и среднего эоцена характеризуются многими общими особенностями, и прежде всего чрезвычайно широким развитием прослоев

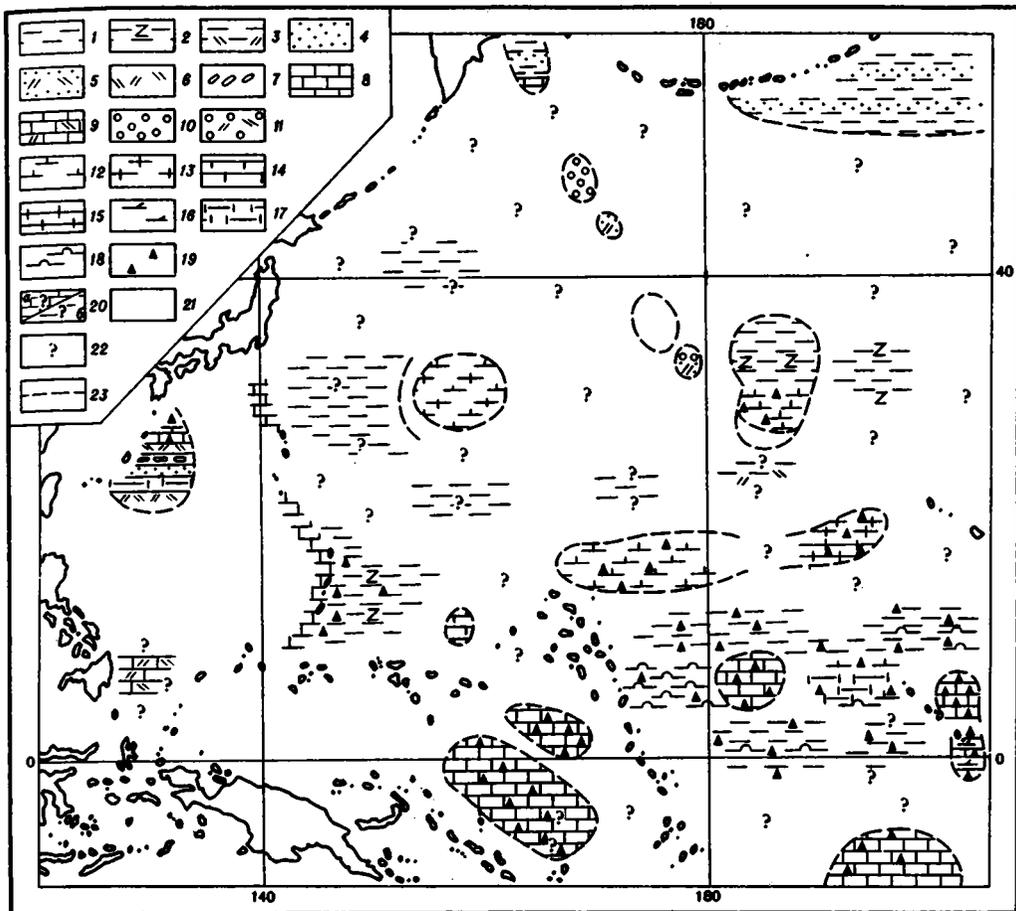


Рис. 14. Распределение основных литофациальных типов отложений нижнего и среднего эоцена в северо-западной части Тихого океана

1-3 - глины: 1 - пелагические, 2 - цеолитовые, 3 - с вулканогенным материалом; 4 - пески и песчаники; 5 - песчаники с вулканогенным материалом; 6 - вулканические пеплы и туфы; 7 - конгломераты; 8-11 - известняки: 8 - мелкозернистые, 9 - с вулканогенным материалом, 10 - оолитовые, 11 - оолитовые с вулканогенным материалом; 12, 13 - илы: 12 - наннопланктонные, 13 - нано-фораминиферовые; 14-15 - мел: 14 - фораминиферовый, 15 - нано-фораминиферовый; 16 - доломиты и доломитизированные осадки; 17 - турбидиты; 18 - радиоляриевые илы; 19 - кремни; 20 - предполагаемые осадки (а - известняки, б - глины); 21 - осадки нижнего и среднего эоцена отсутствуют; 22 - нет данных; 23 - ориентировочные контуры распространения тех или иных осадков (или их отсутствия)

и конкреций черных и бурых кремней (рис. 14). Отложения этого возраста установлены в большем числе мест, нежели палеоценовые. Соотношение эоценовых осадков с более древними весьма различно.

Лишь на поднятии Шатского (скв. 47) и у островов Лайн (скв. 316) верхний палеоцен и нижний эоцен связаны постепенным переходом. Возможно, аналогичное согласное залегание свойственно детритусовым мелководным известнякам на подводной горе Суйко (скв. 433).

В большинстве же случаев эоцен отделен от более древних образований перерывом, причем продолжительность его сильно варьирует. На поднятиях Шатского (скв. 305), Онтонг-Джава (скв. 289) и во впадине Науру (скв. 462) палеоцен несогласно перекрыт нижним эоценом, а на поднятии Магеллана - средним эоценом (скв. 167). На севере Императорских гор (скв. 192), в Центрально-Тихоокеанских горах (скв. 313, 463), Центрально-Тихоокеанской впадине (скв. 165) и к востоку от островов Лайн (скв. 164) нижний эоцен располагается на известняках верхнего мела. На поднятии Хесса (скв. 310, 466) и на востоке Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 171) верхний мел перекрыт различными зонами среднего эоцена.

В ряде районов отложения эоцена непосредственно располагаются на базальтах. Тектонический смысл этих контактов различен. На Алеутской равнине (скв. 183)

нижний эоцен залегает на базальтах океанического фундамента. В Императорских горах (скв. 308, 432) нижний эоцен перекрывает базальты вулканических аппаратов, которые, очевидно, моложе базальтов океанического фундамента. В полосе Марианских островов (скв. 459, 460) и в хребте Даито (скв. 445) средний эоцен залегает на островодужном вулканическом комплексе, а во впадине Даито (скв. 446) вулканогенно-осадочный нижний и средний эоцен частично входят в состав этого комплекса.

Наибольшим распространением на поднятиях пользуются известняки, мел, нанно-планктонные и нанно-фораминиферовые илы с черными и бурыми кремнями. Прослой последних столь многочисленны, что представляют серьезное препятствие для бурения. Подобные отложения развиты на плато Манихики (скв. 317), поднятиях Магеллана (скв. 167), Онтонг-Джава (скв. 289), Хесса (скв. 466), в Центрально-Тихоокеанских горах (скв. 44, 171, 463). Мелководные разности карбонатных пород свойственны вершинам подводных гор — фораминиферовые известняки гайота Ита-Маи-Таи (скв. 200, 202), оолитовые, детритусовые и мшанково-водорослевые известняки в южной части Императорских гор (скв. 433, 432, 308). В последней из скважин известняки обогащены вулканогенным материалом. На поднятии Шатского нижний и средний эоцен сложены наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами, но кремни среди них отсутствуют (скв. 47, 305). Наконец, на севере Императорских гор наннопланктонные мел и известняки чередуются с глинами и алевролитами, кремни здесь также отсутствуют (скв. 192).

Весьма разнообразен спектр глубоководных осадков нижнего и среднего эоцена. Во впадине Науру (скв. 462), на равнинах к западу и востоку от островов Лайн (скв. 316, 315) развиты наннопланктонные известняки с обильными кремнями и резорбированными планктонными фораминиферами; в скв. 316 известняки превращены во вторичные доломиты. Наибольшим распространением на абиссальных равнинах Центрально-Тихоокеанской и Восточно-Марианской впадин, к югу и востоку от поднятия Хесса пользуются бурые и цеолитовые глины с кремнями, к которым примыкают радиоляриевые глины и глинистые радиоляриевые илы с кремнями (скв. 168, 65, 166, 310, 59, 459, 460). Возможно, маломощные бурые глины развиты в акватории Северо-Западной котловины, но палеонтологически они не доказаны. Глубоководные турбидиты известны лишь из нескольких районов. На востоке Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 165) они преимущественно карбонатные, с кремнями и прослоями радиоляриевых илов. На Алеутской равнине (скв. 183) турбидиты терригенные, сложенные чередованием глин, алевролитов и песчаников; кремни здесь отсутствуют.

На севере Филиппинской котловины к нижнему и среднему эоцену относится вулканогенно-терригенный комплекс, сменяемый на поднятиях известняками с прослоями кремней (хребет Даито, скв. 445), а во впадине Даито (скв. 466) — пелагическими бурыми глинами с кремнями.

Полное выпадение осадков нижнего и среднего эоцена наблюдается редко — в некоторых разрезах на склонах поднятий Шатского (скв. 48, 306), Хесса (скв. 465) и в Императорских горах (скв. 430).

К сожалению, непрерывные разрезы осадков нижнего и среднего эоцена пока неизвестны и истинную мощность оценить невозможно. На поднятиях (Манихики, Магеллана, Онтонг-Джава) максимальные мощности не превышают 80 м, т.е. темпы накопления карбонатных осадков были низкими (5–6 м/млн. лет). В случае развития турбидитов мощности несколько увеличиваются (свыше 100 м в скв. 165). На абиссальной равнине к востоку от островов Лайн (скв. 164) мощность бурых цеолитовых радиоляриевых глин составляет 30 м, т.е. скорость накопления глин была немногим более 2 м/млн. лет. Лишь на севере Филиппинской котловины (впадина и хребет Даито) вулканогенно-осадочная толща и терригенно-карбонатные турбидиты нижнего и среднего эоцена достигают большой мощности — до 500 м. Темпы накопления вулканогенно-осадочных образований превышают 50 м/млн. лет; они уменьшаются для карбонатных турбидитов среднего эоцена, оставаясь тем не менее достаточно высокими (22 м/млн. лет).

Отложения верхнего эоцена и олигоцена в литологическом отношении имеют много общего, что и позволяет показать их единым комплексом (рис. 15). Они резко отличаются от осадков палеоцена, нижнего и среднего эоцена отсутствием многочисленных прослоев кремней. Редкие стяжения бурых и черных кремней и светло-серых порцелланитов установлены лишь в верхнем эоцене и олигоцене экваториальной области (плато Манихики, поднятие Онтонг-Джава, впадины Науру и Центрально-Тихоокеан-

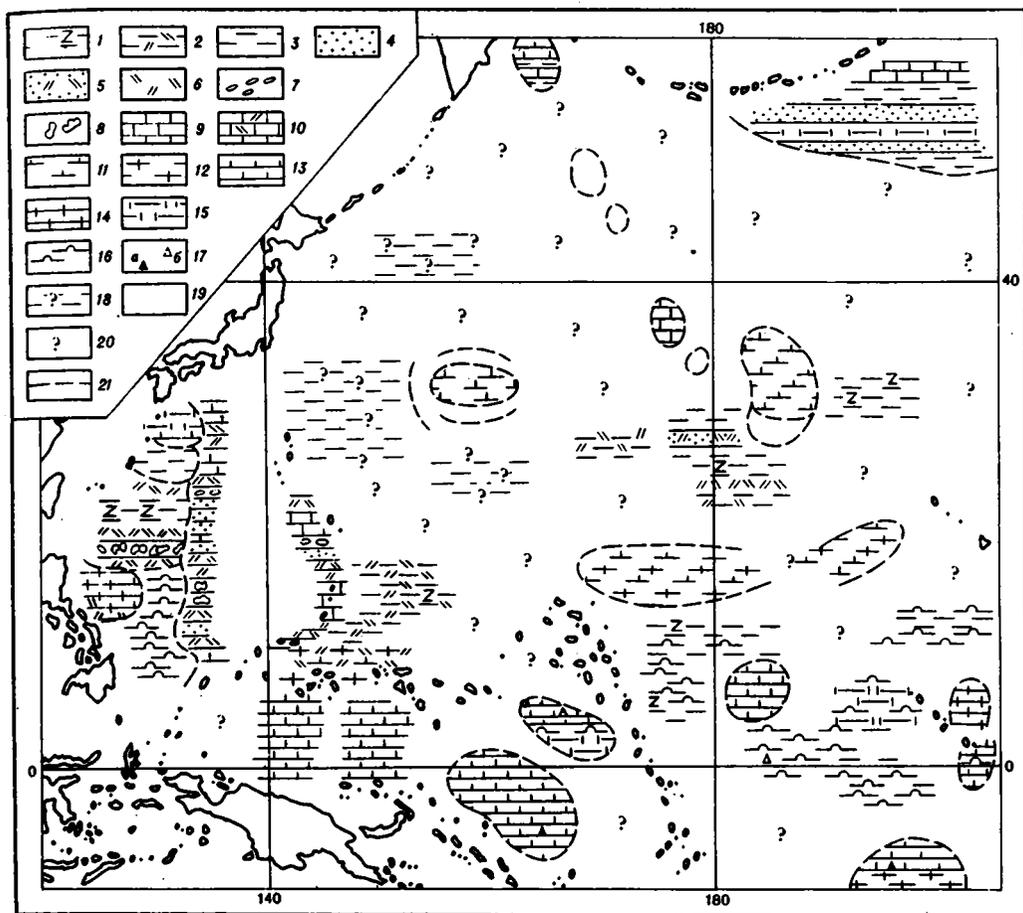


Рис. 15. Распределение основных литофациальных типов отложений верхнего эоцена и олигоцена в северо-западной части Тихого океана

1-3 - глины: 1 - цеолитовые, 2 - с вулканогенным материалом, 3 - пелагические; 4 - пески и песчаники; 5 - песчаники с вулканогенным материалом; 6 - вулканические пеплы и туфы; 7 - конгломераты; 8 - вулканические брекчии; 9, 10 - известняки: 9 - мелкозернистые, 10 - с вулканогенным материалом; 11, 12 - илы: 11 - наннопланктонные, 12 - нанно-фораминиферовые; 13, 14 - мел: 13 - наннопланктонный, 14 - нанно-фораминиферовый; 15 - турбидиты; 16 - радиолариевые илы; 17 - кремни (а) и порцелланиты (б); 18 - предполагаемые осадки (глины); 19 - осадки верхнего эоцена и олигоцена отсутствуют; 20 - нет данных; 21 - ориентировочные контуры распространения тех или иных осадков (или их отсутствия)

ская). За ее пределами кремни полностью отсутствуют. Вместе с тем в характере распределения осадков, в их мощности и скорости накопления между верхним эоценом и олигоценом существуют заметные отличия.

Отложения верхнего эоцена установлены на многих поднятиях (Онтонг-Джава, Магеллана, Шатского, Бенхэм, плато Манихики, Центрально-Тихоокеанские горы) и на глубоководных равнинах (Центрально-Тихоокеанская, Науру, Восточно-Марианская, Филиппинская, восточнее островов Лайн). Важно отметить, что на глубоководных равнинах они лучше известны, нежели отложения нижнего и среднего эоцена.

Обычно средний и верхний эоцен связаны постепенным переходом. Таким соотношением они характеризуются и на поднятиях (Шатского, скв. 305; Магеллана, скв. 167; Онтонг-Джава, скв. 289; Центрально-Тихоокеанские горы, скв. 44), и на равнинах (Науру, скв. 462; Центрально-Тихоокеанская, скв. 65, 166, 165, 168; Восточно-Марианская, скв. 459, 460; Филиппинская, скв. 445). Только на плато Манихики (скв. 317) верхний эоцен с размывом залегает на породах зоны *Globorotalia lehneri* среднего эоцена. В некоторых разрезах Филиппинской впадины верхний эоцен перекрывает базальты.

На поднятиях верхний эоцен сложен различными известняками, мелом и илами - от относительно мелководных фораминиферовых (гайот Хорайзон, скв. 44) до более глубоководных нанно-фораминиферовых и наннопланктонных - плато Манихики

(скв. 317), поднятия Магеллана (скв. 167), Онтонг-Джава (скв. 289), Шатского (скв. 305), Хесса (скв. 466). С увеличением глубины известняки становятся глинистыми, в них обычны радиолярии (хребет Даито, скв. 445). На плато Бенхэм в Филиппинской котловине мелоподобные известняки обогащены вулканическим пеплом (скв. 292).

На глубоководных равнинах наибольшим распространением пользуются бурые цеолитовые глины с тем или иным количеством радиолярий, переходящие в радиоляриевые илы — Центрально-Тихоокеанская (скв. 65, 166, 168, 314, 165, 164), Восточно-Марианская (скв. 460) и Филиппинская (скв. 291) впадины. Около Марианской островной дуги глины обогащены вулканическим пеплом (скв. 459). В Филиппинской впадине (скв. 290), помимо пепла, в глинах много обломочного вулканического материала. Наннопланктонный мел и известковые турбидиты установлены во впадине Науру (скв. 462) и на востоке Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 165).

На севере Императорских гор (скв. 192) к верхнему эоцену предположительно относится песчано-глинистая толща с прослоями известняков, а на Алеутской равнине (скв. 183) — терригенные турбидиты.

На плато Манихики и Бенхэм, поднятиях Магеллана и Онтонг-Джава, где в верхнем эоцене выделяются все три зоны по планктонным фораминиферам, мощность отложений этого возраста варьирует от 28 до 57 м, т.е. темпы осадконакопления составляют 7–14 м/млн. лет. Мощность абиссальных отложений верхнего эоцена точно оценить затруднительно. В случае глинистых осадков величина ее близка к 10 м, несколько увеличиваясь (до 12–15 м) для радиоляриевых илов и глин; скорости осадконакопления не превышают 2–3 м/млн. лет.

Подавляющее большинство скважин, пробуренных в северо-западной части Тихого океана, вскрыло отложения олигоцена. Лишь на некоторых поднятиях Императорских гор (скв. 308, 430, 432, 433), гайоте Ита-Маи-Таи (скв. 200, 202), на склонах поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 48, 306, 465) олигоцен отсутствует. В этих разрезах перерыв очень крупный и неоген-четвертичные осадки непосредственно перекрывают нижний эоцен, палеоцен и даже верхний мел.

Характер контакта олигоценовых отложений с подстилающими неоднозначный. В целом ряде районов переход от эоцена к олигоцену постепенный — плато Манихики (скв. 317), поднятия Магеллана (скв. 167), Шатского (скв. 305), Бенхэм (скв. 292), острова Лайн (скв. 315), Центрально-Тихоокеанская впадина (скв. 65, 165, 166), впадины Науру (скв. 462), Восточно-Марианская (скв. 459, 460), Филиппинская (скв. 446, 290, 291). Судя по значительной мощности нерасчлененных верхнеэоценовых и олигоценовых отложений на севере Императорских гор (скв. 192) и на Алеутской равнине (скв. 183), контакт здесь также согласный. В других случаях на границе эоцена и олигоцена фиксируется перерыв. На востоке Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 44), поднятии Онтонг-Джава (скв. 289) и хребте Даито (скв. 445) олигоцен с размывом залегает на верхнем эоцене, а в других разрезах Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 463, 313), на поднятии Хесса (скв. 310) и у островов Лайн (скв. 164 и 316) — на среднем эоцене, но не на более древних породах.

Широко развиты олигоценовые отложения в акватории Филиппинского моря, Каролинского поднятия, поднятия Эуарипик и Восточно-Каролинской впадины (скв. 447, 448, 459, 296, 56, 57, 63), где они перекрывают базальты фундамента краевого моря и смежной части Тихого океана.

Фациальные типы олигоценовых отложений достаточно разнообразны.

1. Нанно-фораминиферовые и наннопланктонные илы и мел широко развиты в пределах поднятия Хесса (скв. 310), Шатского (скв. 305), Магеллана (скв. 167), Онтонг-Джава (64, 288, 289), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 44, 313, 171, 463), Восточно-Каролинской впадины (скв. 63), плато Манихики (скв. 317), поднятий Эуарипик (скв. 62) и Бенхэм (скв. 292), хребта Палау-Кюсю (скв. 296, 448).

2. На Каролинском поднятии (скв. 55–57), в хребте Палау-Кюсю (скв. 296, 448) и у Марианской островной дуги (скв. 458) известняки отличаются высоким содержанием вулканического пепла.

3. Глубоководные известняки во впадине Науру (скв. 462) и у островов Лайн (скв. 316) представлены наннопланктонно-радиоляриевыми разновидностями с очень бедными комплексами планктонных фораминифер.

4. На севере Императорских гор (скв. 192) олигоцен сложен чередованием наннопланктонных известняков с глинами и алевролитами. Вверх по разрезу содержание терригенного материала быстро увеличивается.

5. Бурые абиссальные глины (нередко с цеолитами) широко распространены в Центрально-Тихоокеанской (скв. 65, 166, 168) и Восточно-Марианской (скв. 59, 460) впадинах, на севере и юге Филиппинской котловины (скв. 446, 447, 290, 291). Их наличие нужно предполагать в акватории Северо-Западной котловины, хотя олигоцен здесь не доказан.

6. С бурыми глинами обычно тесно ассоциируют радиоляриевые илы и радиоляриевые глины. В типичном виде они развиты в Центрально-Тихоокеанской впадине (скв. 65, 66, 166, 170), восточнее островов Лайн (скв. 164) и в Филиппинской впадине (скв. 446, 290, 291, 447).

7. К характерному для олигоцена типу осадков принадлежат бурые глины с обильным вулканическим пеплом. Они приурочены к трем районам: юго-восточная часть Северо-Западной котловины (скв. 311), где осадки напоминают глинисто-вулканогенные турбидиты; западная часть Восточно-Марианской впадины (скв. 59), примыкающая к Марианской островной дуге; Филиппинская впадина (скв. 290, 447).

8. Карбонатные турбидиты являются определяющим типом осадков для олигоцена впадины Науру (скв. 462), района островов Лайн (скв. 165, 315), хребта Даито (скв. 445). В виде прослоев они встречаются во многих других разрезах.

9. На Алеутской равнине (скв. 183) турбидиты представлены терригенным типом — переслаиванием глин, алевролитов и песчаников с единичными прослоями известняков.

10. В центральной части Филиппинской впадины (скв. 290, 447), хребте Палау-Кюсю (скв. 448, 296) и у Марианской островной дуги (скв. 459) к олигоцену относится вулканогенно-осадочный комплекс, состоящий из сложного чередования вулканических брекчий, конгломератов, песчаников, туфов, турбидитов и подчиненных прослоев глин и известняков.

Чрезвычайно интересен анализ мощностей и темпов накопления осадков олигоцена. Они весьма значительны. На некоторых поднятиях (Манихики, Бенхэм, Магеллана, Онтонг-Джава) в карбонатных отложениях олигоцена великолепно прослеживаются все фораминиферовые зоны и можно оценить полные мощности олигоцена. Максимальные величины составляют 304 м (в скв. 289) и 300 м (в скв. 167), средние — 171 м (в скв. 292) и минимальные — 100 м (в скв. 317), т.е. темпы накопления биогенных карбонатных илов равны 22–7 м/млн. лет. Особенно велики мощности нанно-фораминиферовых илов позднего олигоцена. Так, в хребте Палау-Кюсю (скв. 296) мощность осадков зон *Globigerina ciproensis* и *Globorotalia kugleri* достигает 120 м, т.е. скорость осадконакопления 34 м/млн. лет.

Особенно велики мощности вулканогенно-осадочных образований олигоцена, переходящих вверх по разрезу в чисто осадочные толщи (Филиппинская краевая впадина). В хребте Палау-Кюсю (скв. 296 и 448) мощности (неполные) олигоцена равны соответственно 754 и 862 м.

Весьма интенсивно происходило накопление карбонатных турбидитов на глубоководных равнинах Науру, Центрально-Тихоокеанской и восточнее островов Лайн (современные глубины 4200–5200 м). Например, мощность олигоцена в скв. 315 составляет 223 м, т.е. скорость накопления осадков 16 м/млн. лет.

Относительно значительными являются мощности абиссальных бурых глин и радиоляриевых илов олигоцена. В Филиппинской впадине (скв. 291) мощность свыше 60 м, а в Центрально-Тихоокеанской впадине (скв. 166) — 64 м, т.е. скорости накопления абиссальных осадков достигали 4–5 м/млн. лет.

Во многих районах отложения нижнего миоцена совершенно согласно сменяют осадки верхнего олигоцена. Подобное соотношение хорошо наблюдается на поднятиях — Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 171), Манихики (скв. 317), Каролинское (скв. 55–57), Магеллана (скв. 167), Онтонг-Джава (скв. 288, 289), Бенхэм (скв. 292), хребет Даито (скв. 445), Марианская островная дуга (скв. 458, 459), хребет Палау-Кюсю (скв. 296, 448). Нормальный контакт установлен и на глубоководных равнинах — Науру (скв. 462), Центрально-Тихоокеанской (скв. 65, 166), Филиппинской (скв. 446, 447, 291, 290).

Несогласное залегание неоген-четвертичных отложений на более древних следует отнести к категории относительно редких явлений. Этот комплекс с размывом располагается на олигоцене в некоторых разрезах поднятий Хесса (скв. 310, 466), Шатского (скв. 305), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 463), у островов Лайн (скв. 316, 164) и на Центрально-Тихоокеанской равнине (скв. 165). Как уже указывалось выше, в ряде разрезов олигоцен отсутствует и неоген-четвертичные осадки перекрыва-

ют эоцен (скв. 47, 430, 432, 433, 308), палеоцен (скв. 465) и даже верхний мел (скв. 306, 48).

В заключение кратко сформулируем круг геологических событий и явлений палео-среды, наиболее важных и ярких для палеогеновой истории. Значение этих событий и явлений, несомненно, выходит за пределы северо-западной части Тихого океана, приобретая субглобальный смысл. Однонаправленная тенденция в развитии некоторых из них потребует объяснения с общегеологических позиций.

1. В подавляющем большинстве разрезов меловые и палеогеновые отложения разделены перерывом. На эту особенность соотношения мела и палеогена в Тихом океане обратили внимание многие исследователи [Douglas et al., 1973; Thiede et al., 1981; Moore et al., 1978; Крашенинников, 1978]. Сходная ситуация наблюдается и в других океанических бассейнах, где количество разрезов с несогласным залеганием мела и палеогена оценивается в 80%. В северо-западном секторе Тихого океана этот процент значительно выше.

На верхнем мелу залегают осадки различного возраста — от датского яруса (зона *Globigerina pseudobulloides*, скв. 289) до среднего эоцена (зона *Orbulinoides beckmanii*, скв. 171). Поэтому перерыв трудно приурочить к узкому стратиграфическому интервалу (например, границе маастрихтского и датского ярусов). Первоначальная его продолжительность становится более очевидной после анализа переотложенных планктонных фораминифер из турбидитов скв. 171, 463, 466, 313, 165, 462. Среди них мы обнаружили обильные фораминиферы верхнего мела, верхней части палеоцена (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*), нижнего и среднего эоцена, но микрофауна из низов палеоцена отсутствует. Лишь на поднятии Шатского (скв. 305) отложения зоны *Globorotalia pusilla* содержат кусочки наннопланктонных илов с комплексами фораминифер из более древних зон палеоцена — *Globorotalia trinidadensis*, *Acarinina uncinata*, *Globorotalia angulata*. Достаточно частая встречаемость переотложенной микрофауны верхнего палеоцена (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) свидетельствует о первоначально более широком распространении осадков этого возраста и позволяет предполагать, что перерыв между мезозоем и кайнозоем локализован в нижней части палеоцена — от зоны *Globigerina eugubina* до зоны *Globorotalia pusilla*.

2. Распространение осадков палеоцена и их особенности значительно контрастируют с таковыми подстилающих меловых отложений, что указывает на резкое изменение хода геологических процессов и состояния палеосреды. В Тихом океане маастрихт вскрыт многими скважинами [Крашенинников, 1978]. На поднятиях Шатского (скв. 305), Хорайзон (скв. 171), Магеллана (скв. 167), Онтонг-Джава (скв. 288) и других карбонатные осадки этого возраста характеризуются значительными мощностями (70–110 м) и быстрыми темпами накопления (10–16 м/млн. лет). Хорошо распознаются на абиссальных равнинах бурые глины маастрихта. Как уже отмечалось выше, карбонатные осадки палеоцена (особенно датского и зеландского ярусов) пользуются ограниченным распространением, часто вообще отсутствуют, мощности и скорости их накопления (2,7–5 м/млн. лет) очень низкие. На абиссальных равнинах бурые глины палеоцена практически не установлены.

Несомненно, на рубеже мела и палеогена в северо-западном секторе Тихого океана произошли самые крупные геологические и океанографические события на протяжении последних по крайней мере 85 млн. лет. Они и определили специфику осадочных толщ палеоцена. Эта специфика отражает интенсивные механические и химические эрозионные процессы в сочетании с низкой продуктивностью планктона в поверхностном слое воды. Механическая эрозия свидетельствует о принципиальных палеогеографических перестройках и изменении системы донных течений. Химическая эрозия указывает на чрезвычайно высокое положение палеоценового уровня карбонатной компенсации, который буквально "прыгнул кверху" по сравнению со своим положением в маастрихтское время. Низкие темпы накопления пелагических биогенных осадков связаны с низкой продуктивностью планктона, причем и с известковым скелетом, и с кремневым. Поразительной чертой отложений датского и зеландского ярусов является полное отсутствие в них радиолярий. Очевидно, последние были растворены из-за недонасыщенности морской воды кремнеземом. Количество прослоев и стяжений кремней в палеоцене значительно меньше, нежели в маастрихте. Так, комбинация низкой продуктивности планктона и высокого (мелководного) положения уровня карбонатной компенсации имела результатом низкие темпы аккумуляции известковых и кремнистых

осадков. Понятно, почему столь сложно установить палеоцен в фации бурых глин на абиссальных равнинах — если он и присутствует, то это будет крайне маломощный слой палеонтологически немых глин.

Масштабность различий биомической обстановки маастрихтского и палеоценового времени станет особенно очевидной, если принять во внимание, что в палеоценовое время вся палеоэкваториальная западнотихоокеанская зона высокой продуктивности оказалась полностью заключенной в области эрозии, ненакопления осадков или маломощных отложений с корродированным планктоном.

Идеи о принципиальном изменении циркуляции океанических вод, резком повышении уровня карбонатной компенсации и столь же резком понижении продуктивности планктона на рубеже мезозоя и кайнозоя ранее высказывались Брамлеттом, Муром, ван-Анделом, Винтерером, Дугласом, Тiede и другими исследователями [Bramlette, 1965; Douglas et al., 1973; Tiede et al., 1981; Moore et al., 1978; Winterer, 1973]. Наше изучение меловых и палеогеновых отложений северо-западного сектора Тихого океана вполне подтверждает их взгляды.

За последние годы большую популярность получили представления о влиянии космических факторов на катастрофически быстрое изменение органического мира на континентах и в морских бассейнах у границы мезозоя и кайнозоя. Но не менее резкая трансформация произошла и в палеосреде океанов, во всей геологической обстановке. Могла ли космическая причина изменить столь коренным образом и непосредственно геологические условия и биосферу? Очевидно, мы не должны забывать и внутренние силы Земли.

3. Отложения нижнего и среднего эоцена в подавляющем большинстве случаев несогласно располагаются на палеоцене и более древних образованиях. Это указывает на интенсификацию и изменение направлений донных течений на рубеже палеоцена и эоцена. Некоторая стабилизация наступила в нижнеэоценовое время — на поднятиях Шагского, Онтонг-Джава и в Центрально-Тихоокеанских горах наблюдаются непрерывные разрезы осадков этого возраста. Неустойчивая гидродинамическая обстановка характерна для среднеэоценового времени — полные разрезы среднего эоцена в северо-западной части Тихого океана до сих пор не известны. На подобные особенности геологической истории нижнего и среднего эоцена Мирового океана обратили внимание Мур и др. [Moore et al., 1978].

Судя по сохранности микроорганизмов, уровень карбонатной компенсации, вероятно, по-прежнему занимал достаточно высокое положение, но продуктивность планктона заметно возросла. Это немедленно сказалось на увеличении темпов карбонатного осадконакопления (до 5–6 м/млн. лет).

4. Замечательной особенностью отложений нижнего и среднего эоцена является мощное развитие черных и бурых кремней. Если не считать редких конкреций кремней и тонких прослоев светло-серых порцелланитов, то кремни практически исчезают в кровле среднего эоцена. Распространению кремней в меловых и палеогеновых осадках северо-запада Тихого океана, их литологии и происхождению посвящены многие работы [Winterer, 1973; Lancelot, 1973; Keene, 1975; Kelts, 1976; Heath, Moberly, 1971; Garrison et al., 1975]. Все авторы признают биогенный источник кремнезема (растворение скелетов радиолярий и диатомей). Лишь в отдельных случаях происхождение кремней связывается с разложением вулканического стекла — например, кремни в неомских отложениях Северо-Западной котловины, скв. 303 и 304 [Keene, 1975].

Появление многочисленных радиолярий в глубоководных осадках нижнего и среднего эоцена северо-западной части Тихого океана свидетельствует о том, что увеличение продуктивности планктона произошло прежде всего за счет бурного развития микроорганизмов с кремневым скелетом. Они и послужили источником материала для кремней и порцелланитов. Вулканическое стекло в осадках нижнего и среднего эоцена встречается редко — юг Императорских гор, абиссальная равнина у Гавайских островов, север Филиппинской впадины (см. рис. 14). Оно могло быть лишь дополнительным источником, вероятно, незначительным по объему.

Анализируя слабое развитие кремней в осадках моложе среднего эоцена и их отсутствие в современных отложениях, Лансло [Lancelot, 1973, с.400] приходит к следующему альтернативному положению: "1) кремни не образуются в настоящее время, потому что современные условия осадконакопления отличны от таковых, существовавших в раннетретичное время; 2) образование кремней является столь длительным процессом, что отрезок времени, начиная с олигоцена, для него недостаточен". Исследо-

ватель отдает предпочтение первой версии, и мы с ним вполне согласны. Интенсивное развитие кремней в нижнем и среднем эоцене представляет собой субглобальное явление, прекрасно прослеживаясь в Атлантическом океане, в континентальных разрезах Северной Африки и Ближнего Востока. Толщи переслаивания кремней и известняков нижнего и среднего эоцена наблюдались нами в Сирии [Крашенинников, 1964, 1965 а, в), АРЕ [Krashennikov, Ponikarov, 1965] и на севере Ирака (хребет Джебель-Синджар). Стратиграфическая их приуроченность в этих районах повсеместно однотипная. Толща кремнистых пород верхнего кампана — нижнего маастрихта сменяется известняками, мергелями и глинами маастрихта, палеоцена и нижней части нижнего эоцена, где кремни крайне редки. К верхам нижнего эоцена (зоны *Globorotalia aragonensis* и *Globorotalia palmerae*) приурочены мощные толщи (до 500 м) кремней и известняков. В среднем эоцене количество прослоев и пачек кремней заметно сокращается. В верхнем эоцене встречаются лишь редкие стяжения кремней, а в олигоцене они отсутствуют. Уровень исчезновения черных и бурых кремней у границы среднего и верхнего эоцена на континентах и в океанах отражает субглобальные изменения палеосреды. Вопрос заключается в том, чтобы найти причины этих изменений. Конечно, верхняя граница распространения кремней в пределах среднего эоцена не является строго стратиграфической. Добавим, что миоценовые порцелланиты (например, формация Монтерей в Калифорнии) отличаются от кремней эоцена весьма резко.

В нижне- и среднеэоценовых карбонатных осадках поднятия Шатского, северной части поднятия Хесса и в Императорских горах кремни отсутствуют. Можно согласиться с мнением Кина [Keene, 1975], что эта особенность объясняется положением указанных районов к северу от экваториальной зоны высокой продуктивности эоценового времени. Однако в подстилающих отложениях мела на поднятиях Шатского, Хесса и Императорских гор кремни развиты очень хорошо. Очевидно, в этом тоже нужно видеть доказательство смещения Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении, когда участки ее из экваториального пояса (в меловое время) оказались перемещенными (в эоценовое время) в зону с более умеренным климатом.

5. Средний и верхний эоцен почти повсеместно связаны постепенным переходом, т.е. подводные размывы были сведены к минимуму. Некоторое понижение уровня карбонатной компенсации и увеличение продуктивности планктона сразу же отразились на увеличении темпов биогенного осадконакопления (до 7–14 м/млн. лет). Радиолярии прекрасно развиты в осадках различного фациального облика.

6. Отчетливыми чертами своеобразия отмечен олигоценый этап геологического развития. Скорости пелагического (преимущественно карбонатного) осадконакопления возросли до 12–22 м/млн. лет, а в позднем олигоцене — даже до 34 м/млн. лет. Значительные темпы осадконакопления свойственны и абиссальным равнинам — 4–5 м/млн. лет. На олигоценое время приходится максимум в развитии турбидитов, хотя они известны начиная с датского века (скв. 199). Таким образом, мы должны предполагать интенсификацию эрозионных процессов, максимально низкое положение уровня карбонатной компенсации и максимально высокую продуктивность известкового и кремневого планктона. Сочетание этих факторов, подчас противоположных по своей роли в процессах седиментации, привело к различным соотношениям верхнего эоцена и олигодена. Во многих разрезах они связаны постепенным переходом, но в некоторых разрезах Центрально-Тихоокеанских гор, поднятий Хесса и Онтонг-Джава и у островов Лайн эоцен и олигоцен разделены перерывом.

Указанные особенности геологической истории олигодена, несомненно, имеют субглобальное значение, что и отмечалось рядом исследователей [Andel van et al., 1975; Moore et al., 1978; Winterer, 1973; Cavelier et al., 1981]. Эти особенности связаны прежде всего с крупными палеогеографическими изменениями этого времени — открытием широкого морского прохода между Австралией и Антарктикой, возникновением пролива Дрейка, раскрытием Тасмановой котловины для прохода глубинных холодных вод, опусканием порога между Гренландией и Фарерскими островами и соединением Норвежского моря с Арктическим бассейном. Эти палеогеографические изменения в высокоширотных областях в сочетании с тектоническими движениями на континентальных блоках, очевидно, коренным образом трансформировали систему донных и поверхностных течений в океанах. Возросла интенсивность эрозионных процессов, а проникновение в низкие широты холодных вод, богатых органическим веществом, имело результатом явный скачок в продуктивности известкового и кремневого планктона.

Трудно сказать, насколько точно весь комплекс этих изменений совпадает с принимаемой в данной работе границей эоцена и олигоцена, у которой высокоспециализированная ассоциация планктонных фораминифер замещается бедной по систематическому составу группой их представителей. Скорее всего, совпадение довольно близкое. И тем не менее мы считаем неправомерным придавать изменениям органического мира и палеосреды на рубеже эоцена и олигоцена ту же масштабность, что и на границе мела и палеоцена, как это полагают Кавелье, Помероль и др. [Cavelier et al., 1981].

7. Специфическая черта геологического развития северо-западной части Тихого океана в олигоценовое время заключается также в пароксизме вулканической деятельности и тектонических процессов, особенно в области Марианской островной дуги и Филиппинской краевой впадины. Олигоценовые отложения на юго-востоке Северо-Западной котловины, в Восточно-Марианской впадине и на Каролинском поднятии насыщены вулканическим пеплом. Наиболее обилён пепловый материал в осадках олигоцена Филиппинской впадины и хребта Палау-Кюсю (см. рис. 11, 12, 15). Намечаются два эпизода вулканической активности — первый из них приурочен к верхней половине верхнего эоцена — низам олигоцена, второй связан с поздним олигоценом — ранним миоценом [Karig, 1975; Hussong, Uyeda, 1981].

К верхнему олигоцену относятся интенсивные излияния базальтов на Каролинском поднятии, в Западно- и Восточно-Каролинской впадинах и хребте Заурипик, в результате чего была перекрыта древняя кора Тихого океана (с чехлом осадочных пород).

Мощные вулканогенно-осадочные толщи олигоценового времени были сформированы в центральной части Филиппинской котловины и особенно в хребте Палау-Кюсю.

С этой эпохой в Филиппинском краевом море совпадают интенсивные проявления тектонического раздвижения (спрединга). Они начались на западе — в Филиппинской впадине (очевидно, в конце мела). Возраст базальных слоев осадочного чехла с севера на юг (т.е. в направлении, перпендикулярном простиранию Центрально-Филиппинского разлома) изменяется от палеоценового до верхнеоценового — нижнеолигоценового (см. рис. 2 и 11). Н.А. Богданов и В.Е. Хаин [Геология . . . , 1980, с. 243] неточны, сообщая, что «по данным бурения (рейсы 31, 59 судна "Гломар Челленджер") основание осадочного слоя этой котловины практически одновозрастно». Результаты бурения в Филиппинской котловине как раз говорят об обратном. Раздвижение, вероятно, прекратилось в нижнеолигоценовое время. Кариг [Karig, 1975] рассматривал Центрально-Филиппинский разлом в качестве реликта осевой рифтовой зоны. Удревнение возраста базальтовых слоев осадочного чехла от разлома к северной и южной периферии Филиппинской впадины согласуется с его предположением. В олигоценовое время область спредингового процесса стала западная часть Западно-Марианской впадины. Вероятно, наиболее резко раздвижение было выражено в позднеолигоценовое время.

8. Чтобы оценить характер геологических событий на рубеже олигоцена и миоцена, нужно изучить стратиграфию нижнемиоценовых отложений. Это не является задачей настоящей работы. Мы ограничимся лишь упоминанием о контакте олигоцена и миоцена. В большинстве районов он согласный. В более редких случаях (поднятия Хесса и Шатского, Центрально-Тихоокеанские горы, острова Лайи) неоген отделен от подстилающих осадков перерывом.

## ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНЯТИЯ ШАТСКОГО

В настоящей работе фигурирует около 200 видов планктонных фораминифер, но это число не охватывает все их многообразие в палеогеновых отложениях северо-западного сектора Тихого океана. Конечно, в одной монографии невозможно дать изображение и хотя бы краткие диагнозы всех представителей данной группы микрофауны. Мы ограничимся 66 видами планктонных фораминифер из прекрасного непрерывного разреза палеоценовых отложений на поднятии Шатского<sup>6</sup> (скв. 47). Этот раздел носит иллюстративный характер. Он позволяет реально ознакомиться с систематическим составом палеоценовых планктонных фораминифер и убедиться в их космополитном субглобальном распространении — ведь многие виды *Acarinina*, *Globorotalia*, *Globigerina*, *Chilouembelina* впервые были описаны Н.Н. Субботиной, В.Г. Морозовой, Д.М. Халиловым и Е.К. Шуцкой из палеогена Крымско-Кавказской области.

Сложной проблемой является систематика планктонных фораминифер. Старые схемы, основанные главным образом на морфологическом принципе, уходят в прошлое. На передний план выдвигаются идеи о генетической классификации глобороталид и глобигеринид [McGowan, 1968, 1971; Fleisher, 1974; Steineck, Fleisher, 1978]. За этими классификациями — будущее. Но недостаток знаний о морфологии и конкретных филогенезах сразу же поставил перед нами множество вопросов.

Ясно, что подлинными неогеновые килеватые глобороталии генетически не связаны с килеватыми линзовидными и коническими "Globorotalia" из палеоценовых и эоценовых отложений. Для последних предложены особые родовые таксоны (*Morozovella*, *Planorotalites* и др.). Но являются ли они естественными и каковы их объемы? Здесь у нас много сомнений. Что представляют собой некилеватые глобороталии (*Turborotalia*) и как с ними соотносятся глобигерины? Ведь некоторые виды с одинаковым успехом можно поместить и в род *Turborotalia*, и в род *Globigerina*, причем они существуют на различных стратиграфических уровнях. Не является ли в таком случае род *Globigerina* сборным? Многие авторы, помимо *Globigerina*, выделяют сейчас род *Globosonusa* (высококониические раковины, иногда с дополнительным устьем) и род *Subbotina* (раковина с ячеистой поверхностью и сильноразвитой губой). Два последних развиты в разных стратиграфических подразделениях палеогена, разделяясь интервалами без этих таксонов (или морфологических типов). Отсюда возникают сомнения в генетической естественности *Globosonusa* и *Subbotina*. Как провести грань между родом *Acarinina* и группой килеватых "глобороталий"? Количество подобных проблем, ждущих своего разрешения, можно было бы значительно увеличить.

Ниже мы используем обычную систематику планктонных фораминифер, ясно сознавая ее несовершенство. Некоторым оправданием служит лишь прикладное значение данного раздела работы.

#### СЕМЕЙСТВО HETERONELICIDAE CUSHMAN, 1927

##### Род *Chiloguembelina* Loeblich and Tappan, 1956

###### *Chiloguembelina crinita* (Glaessner)

Табл. 1, 1, 2 \*

1937. *Gümbelina crinita* Glaessner, с. 383, табл. 4, фиг. 34.

Раковина состоит из двух рядов сферических камер с тонкошиповатой поверхностью, быстро увеличивающихся в размерах по мере нарастания. Периферический контур лопастной. Полуокруглое устье несколько смещено от центрального положения.

Вид обилен в отложениях датского яруса поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465). Реже встречается в вышележащих осадках верхнего палеоцена.

###### *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman)

Табл. 1, 3, 4

1940. *Gümbelina midwayensis* Cushman, p. 65, pl. 11, fig. 15.

Этот вид отличается от *Ch. crinita* сжатой с боков раковиной, тесным соединением уплощенных камер, слабоволнистым периферическим краем, менее шиповатой поверхностью раковины. Устье обычно расположено асимметрично.

Мелкие экземпляры вида нередки в датских отложениях поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465). В верхнем палеоцене размеры раковины увеличиваются, но вид относится к числу второстепенных компонентов палеоценозов планктонных фораминифер (поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава).

###### *Chiloguembelina taurica* Morozova

Табл. 1, 5, 6

1961. *Chiloguembelina taurica* Морозова, с. 18, табл. 1, фиг. 7, 8.

Раковина маленькая, узкоклиновидная, сжатая с боковых сторон. Образована двумя рядами сферических камер (5—6 в одном ряду), очень постепенно увеличивающихся в размерах. Контур лопастной. От *Ch. crinita* отличается узкоклиновидной формой раковины.

В массовом количестве экземпляров встречается в нижней части датского яруса (зоны *Globigerina eugubina* и *Globigerina pseudobulloides*) на поднятиях Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

\*Табл. I—XXIV — см. между с. 112—113.

Род *Guembelitra* Cushman, 1933

*Guembelitra irregularis* Morozova

Табл. I, 7–10

1961. *Guembelitra irregularis* Морозова, с. 17, табл. 1, фиг. 9, 10.

Раковина очень маленькая (высота до 0,25 мм), состоит из 3–5 оборотов спирали, каждый из которых содержит 2,5–3 сферические камеры. Поскольку количество камер в смежных оборотах несколько варьирует, они не образуют правильных вертикальных рядов. Камеры последнего оборота резко возрастают по размерам. При большом увеличении хорошо видна густая грануляция стенки раковины (табл. I, 10)

Экземпляры этого вида образуют скопления в осадках нижней части датского яруса (зоны *Globigerina eugubina* и *Globigerina pseudobulloides*) на поднятиях Шатского и Хесса (скв. 47 и 465) и в Восточно-Марианской впадине (скв. 199).

СЕМЕЙСТВО GLOBIGERINIDAE CARPENTER,  
PARKER AND JONES, 1862

Род *Globigerina* d'Orbigny, 1826

*Globigerina umbrica* Luterbacher and Premoli Silva

Табл. I, 11–15

1964. *Globigerina umbrica* Luterbacher and Premoli Silva, p. 106, pl. 2, fig. 2.

Раковина очень маленькая (диаметр 0,10–0,20 мм), с уплощенными спиральной и брюшной сторонами. Последний оборот содержит 7–8 умеренно выпуклых камер, слабо увеличивающихся в размерах по мере нарастания. Септальные швы слабоуглубленные, почти прямые. Аркообразное устье из области пупка протягивается почти до периферического края предыдущего оборота. Стенка гладкая, при большом увеличении (800–1000 раз) наблюдаются мельчайшие поры и тонкая грануляция (табл. I, 15).

Вид встречен в базальных слоях датского яруса (зона *Globigerina eugubina*) на поднятии Шатского (скв. 47) и в Восточно-Марианской впадине (скв. 199).

*Globigerina eugubina* Luterbacher and Premoli Silva

Табл. II, 1–5

1964. *Globigerina eugubina* Luterbacher and Premoli Silva, p. 105, pl. 2, fig. 8.

Раковина очень маленькая (диаметр 0,15–0,20 мм), сжатая в дорзо-вентральном направлении, с уплощенной спиральной стороной. В последнем обороте содержится 5 1/2 – 6 камер, разделенных слабоуглубленными, почти прямыми швами. Стенка гладкая, при сильном увеличении (600–800 раз) наблюдаются редкие мельчайшие поры и тончайшая грануляция (табл. II, 5). Устье аркообразное или щелевидное в основании последней камеры, экстраумбиликальное, имеет тенденцию к смещению к экваториальной плоскости. От близкого вида *G. umbrica* отличается меньшим числом камер.

Нередко встречается в базальных слоях датского яруса (зона *Globigerina eugubina*) на поднятиях Шатского и Хесса (скв. 47 и 465) и в Восточно-Марианской впадине (скв. 199).

*Globigerina taurica* Morozova

Табл. I, 16

1961. *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *taurica* Морозова, с. 10, табл. 1, рис. 5.

Раковина маленькая (диаметр 0,3–0,4 мм), уплощенная, с пятью, реже с шестью камерами в последнем обороте. Камеры вздутые, субшаровидные, разделенные глубокими, почти прямыми швами. Узкое щелевидное устье находится между пупком и наружным краем. Стенка гладкая, мелкопористая, но пористость уже четко наблюдается при средних увеличениях (200–300 раз).

Вид встречен на поднятии Шатского (скв. 47) в осадках нижней части датского яруса – зона *Globorotalia pseudobulloides* (или зона *Globigerina taurica*).

*Globigerina eobulloides* Morozova

Табл. II, 6–9

1959. *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *eobulloides* Морозова, с. 115, текст. рис. 1а–в.

Раковина маленькая (диаметр 0,25–0,35 мм), низкотрохоидная, начальный завиток слабо возвышается над последним оборотом. В нем содержатся четыре выпуклые овальные камеры, относительно свободно соединенные, разделенные почти прямыми септальными швами.

ными швами. Маленькое аркообразное устье открывается в пупок. Стенка гладкая, но тонкая пористость уже хорошо видна при увеличении в 200 раз. При больших увеличениях (700–800 раз) наблюдаются мелкие поры и валикообразные утолщенные межпоровые пространства.

Вид установлен в отложениях нижней части датского яруса — он обычен для зоны *Globorotalia pseudobulloides* и редок в зоне *Globorotalia trinidadensis* (поднятие Шатского, скв. 47).

#### *Globigerina trifolia* Morozova

Табл. II, 10–14

1961. *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *trifolia* Морозова, с. 12, табл. I, фиг. 1.

Маленькая раковина (диаметр 0,20–0,28 мм) в последнем обороте содержит три—три с половиной субсферические камеры, свободно соединенные, разделенные глубокими септальными швами. Периферический контур лопастной. Начальный завиток возвышается над поверхностью последнего оборота в виде невысокого конуса. Устье открывается в пупочную область. Стенка гладкая, тонкая, пористость четко видна при увеличении в 200 раз.

Вид характеризует отложения датского яруса — зона *Globorotalia pseudobulloides* и отчасти зона *Globorotalia trinidadensis* (поднятие Шатского, скв. 47).

#### *Globigerina tetragona* Morozova

Табл. III, 1–3

1961. *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *tetragona* Морозова, с. 13, табл. I, фиг. 2.

Раковина маленькая (диаметр 0,25–0,35 мм), субквадратная, с выпуклой спиральной стороной и более уплощенной пупочной. Последний оборот состоит из четырех вздутых камер, медленно увеличивающихся в процессе нарастания. Узкое щелевидное устье снабжено губой и из пупочной области протягивается на периферию. Стенка гладкая, с четкой мелкой пористостью.

Вид обычен для отложений зоны *Globorotalia pseudobulloides* и в подчиненном количестве экземпляров встречается в зоне *Globorotalia trinidadensis* (датский ярус) поднятия Шатского (скв. 47).

#### *Globigerina theodosica* Morozova

Табл. III, 4–6

1961. *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *theodosica* Морозова, с. 11, табл. III, фиг. 6.

Этот вид характеризуется маленькой раковиной (диаметр 0,30–0,38 мм) с 4–5 овальными камерами в последнем обороте и гладкой мелкопористой стенкой. От сходного вида *G. taurica* отличается более выпуклой спиральной стороной, от *G. tetragona* — более компактным расположением камер, благодаря чему теряются субквадратные очертания раковины.

Немногочисленные экземпляры встречены в зонах *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidadensis* (датский ярус) поднятия Шатского (скв. 47).

#### *Globigerina pentagona* Morozova

Табл. III, 7–9

1961. *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *pentagona* Морозова, с. 13, табл. I, фиг. 3.

Раковина маленькая (диаметр 0,30–0,43 мм), с низкоконической сводообразной спиральной стороной и плосковогнутой пупочной. Последний оборот содержит пять умеренно выпуклых овальных камер, медленно возрастающих по величине, разделенных глубокими прямыми септальными швами. Щелевидное устье из пупочной области протягивается на периферическую сторону раковины. Стенка гладкая. При увеличении 800–900 раз видны редкие, очень мелкие поры и густая грануляция стенки раковины.

Немногочисленные экземпляры обнаружены в зоне *Globorotalia pseudobulloides* (датский ярус) поднятия Шатского (скв. 47).

#### *Globigerina kozlowskii* Brotzen and Pozaryska

Табл. III, 15

1961. *Globigerina kozlowskii* Brotzen and Pozaryska, p. 162, pl. 1, fig. 1–14; pl. 2, fig. 1–17; pl. 3, fig. 1–6.

Раковина маленькая (диаметр 0,25–0,35 мм), высококоническая, с сильновыпуклой спиральной стороной и плоской пупочной. Последний оборот содержит 3 1/2–4 овальные выпуклые камеры. Устье арковидное, очень маленькое, открывается в пупок, иногда

да слегка вытянуто к периферическому краю. Дополнительные устьевые отверстия, о которых упоминают Бротцен и Пожариска, нами не наблюдались. Стенка гладкая, с тонкой пористостью.

Относительно редко встречается в отложениях зон *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidatensis* (датский ярус) поднятия Шатского (скв. 47).

### *Globigerina edita Subbotina*

Табл. IV, 1–6

1953. *Globigerina edita* Субботина, с. 54, табл. II, рис. 1.

Раковина маленькая (диаметр 0,25–0,35 мм), с выпуклой сводообразной спиральной и уплощенной пупочной стороной. Башенковидный начальный завиток возвышается над последним оборотом, который состоит из 5–6 шаровидных камер, слабо увеличивающихся по мере нарастания. Периферический край лопастной. Устье низкое, щелевидное, протягивается из пупка к периферии. Стенка с отчетливой мелкой пористостью. Межпоровые пространства имеют форму рельефных валиков; сливаясь на камерах начальных оборотов, они образуют причудливую сетку (табл. IV, 6).

Обычный вид для осадков зон *Globorotalia trinidatensis* и *Acarinina uncinata* (датский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

### *Globigerina pseudotriloba White*

Табл. IV, 7–8; табл. V, 1–2

1928. *Globigerina pseudotriloba* White, p. 194, pl. 21, fig. 17.

Раковина маленькая, субтреугольной формы, с отчетливо лопастным контуром, утолщенная. Начальный завиток слабо поднимается над поверхностью последнего оборота, содержащего 3–3½ камеры. Они имеют форму сплюснутой полусферы. Конечная камера занимает почти половину оборота. Устье пупочное щелевидное, с тонкой губой, слегка протягивается на периферию. Стенка с четкой мелкой пористостью.

Вид развит в осадках верхней части датского яруса (зоны *Globorotalia trinidatensis* и *Acarinina uncinata*) и в зеландском ярусе (зоны *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla*) поднятия Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

### *Globigerina triloculinoides Plummer*

Табл. IV, 9–11

1926. *Globigerina triloculinoides* Plummer, p. 134, pl. 8, fig. 10.

Нередко *G. pseudotriloba* считается младшим синонимом *G. triloculinoides*. По нашему мнению, это два самостоятельных, хотя и близких, вида. У последнего из них камеры быстро возрастают в высоту, благодаря чему раковина становится удлиненной (у *G. pseudotriloba* она изометричная). Последняя камера крупная, в виде правильной полусферы (в отличие от сжатой камеры у *G. pseudotriloba*). Стенка с равномерной мелкой пористостью. Межпоровые валики образуют неясно-полигональную сетку.

Немногочисленные экземпляры вида встречены в палеоценовых отложениях (от зоны *Globorotalia trinidatensis* до зоны *Globorotalia pusilla*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

### *Globigerina trivialis Subbotina*

Табл. V, 3–5

1953. *Globigerina trivialis* Субботина, с. 64, табл. IV, рис. 4–8.

Раковина средних размеров (диаметр 0,35–0,50 мм), с выпуклой спиральной стороной, начальный завиток возвышается над поверхностью последнего оборота. Контур раковины лопастной. Последний оборот образован четырьмя крупными камерами, овально-сферическими, свободно соединенными. Размеры камер увеличиваются постепенно, но нередко две поздние камеры непропорционально крупные. Узкое щелевидное устье расположено в основании последней камеры и открывается в пупок. Стенка относительно крупнопористая, с четкими полигональными ячейками.

Обычен для палеоценовых отложений (от зоны *Globorotalia trinidatensis* до зоны *Globorotalia pusilla*) поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289).

*Globigerina bacuana* Khalilov

Табл. XVII, 4-6

1956. *Globigerina bacuana* Халилов, с. 235, табл. III, рис. 4.

Раковина средних размеров (диаметр 0,40-0,55 мм), низкоконическая, вздутая, с лопастным периферическим краем. Последний оборот содержит четыре крупные овальные низкие камеры, слабо увеличивающиеся в процессе нарастания, расположенные под углом 90° одна к другой. Длинное щелевидное устье находится в основании последней камеры, открывается в пупок и прикрыто губной пластинкой. Стенка покрыта рельефной полигональной сеткой межпоровых бороздок; мелкие поры занимают центр каждой из ячеек.

Вид встречен в верхнепалеоценовых отложениях (тенетский ярус) поднятий Шатского, Хесса (скв. 47, 305, 465) и Восточно-Марианской впадины (скв. 199).

*Globigerina nana* Khalilov

Табл. XVIII, 1-5

1956. *Globigerina triloculinoidea* Plummer var. *nana* Халилов, с. 236, табл. 1, рис. 4.

Раковина маленькая (диаметр 0,25-0,30 мм), сильно вздутая, с субквадратными очертаниями. Начальный завиток находится в плоскости последнего оборота, состоящего из трех низких, удлинённых овальных камер. Поздняя камера занимает половину оборота и расположена почти перпендикулярно по отношению к предыдущим камерам. Устье щелевидное, снабженное губой, протягивается из пупка к периферии. Стенка покрыта характерной сетью крупных ячеек, в глубине которых находятся мелкие поры (табл. XVIII, 5).

Верхний палеоцен (тенетский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465) и Восточно-Марианской впадины (скв. 199). Редкие экземпляры продолжают встречаться в низах нижнего эоцена (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*).

*Globigerina pileata* Khalilov

Табл. XVIII, 6-8

1956. *Globigerina pileata* Халилов, с. 239, табл. II, рис. 3.

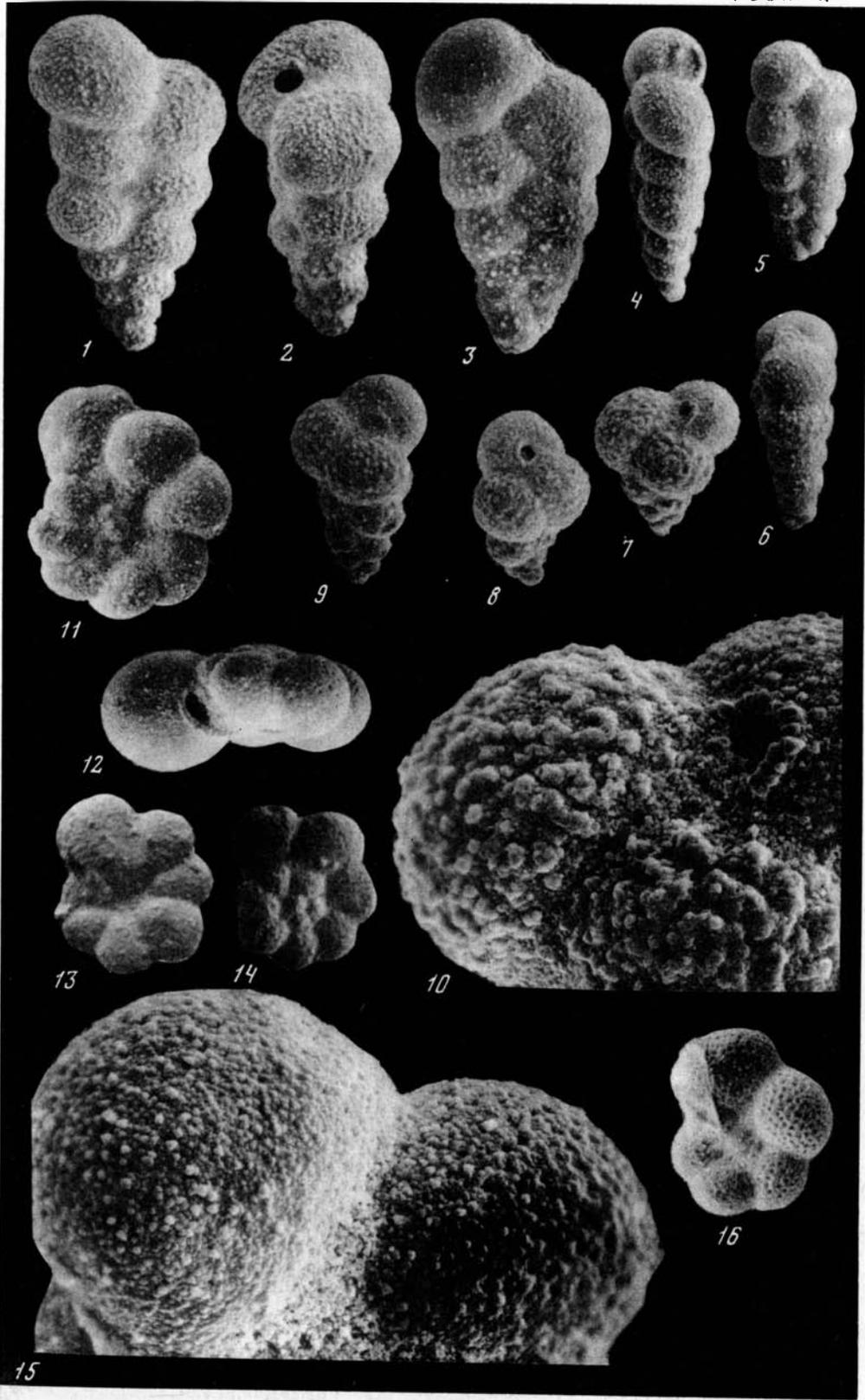
Раковина средних размеров (диаметр 0,45-0,58 мм), низкоконическая, вздутая, с субквадратными очертаниями. Последний оборот содержит три крупные овальные камеры, низкие, расположенные почти под прямым углом одна к другой. Последняя камера приплюснутая. Низкое щелевидное устье окаймляется тонкой губой и из области пупка протягивается к периферии. Стенка тонкопористая, с мелкими полигональными ячейками и грануляцией. От *G. papa* отличается в два раза большей раковиной и отсутствием грубаячейстой скульптуры на поверхности стенки.

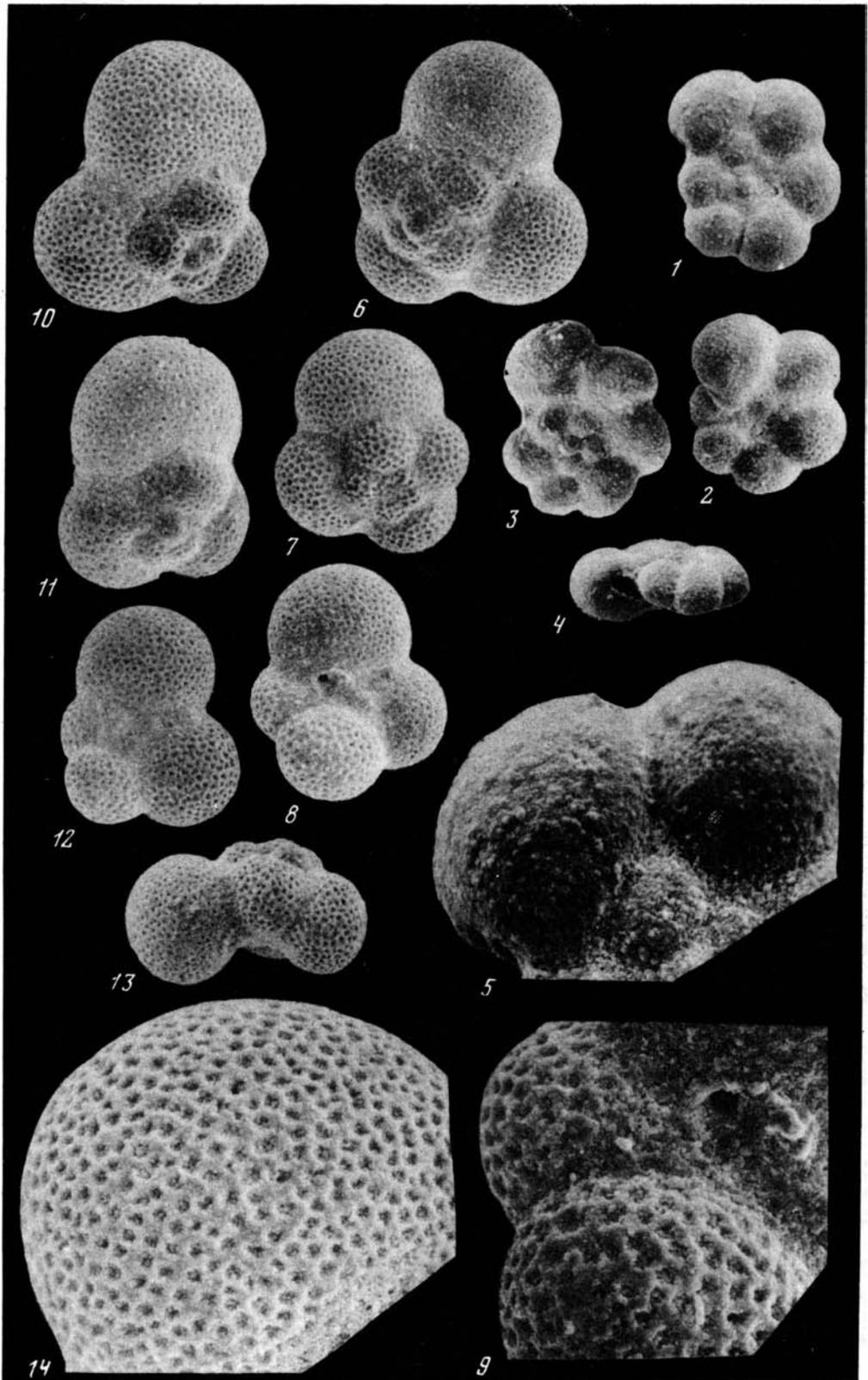
Верхний палеоцен (тенетский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465). Менее характерен для нижней части нижнего эоцена этих же районов.

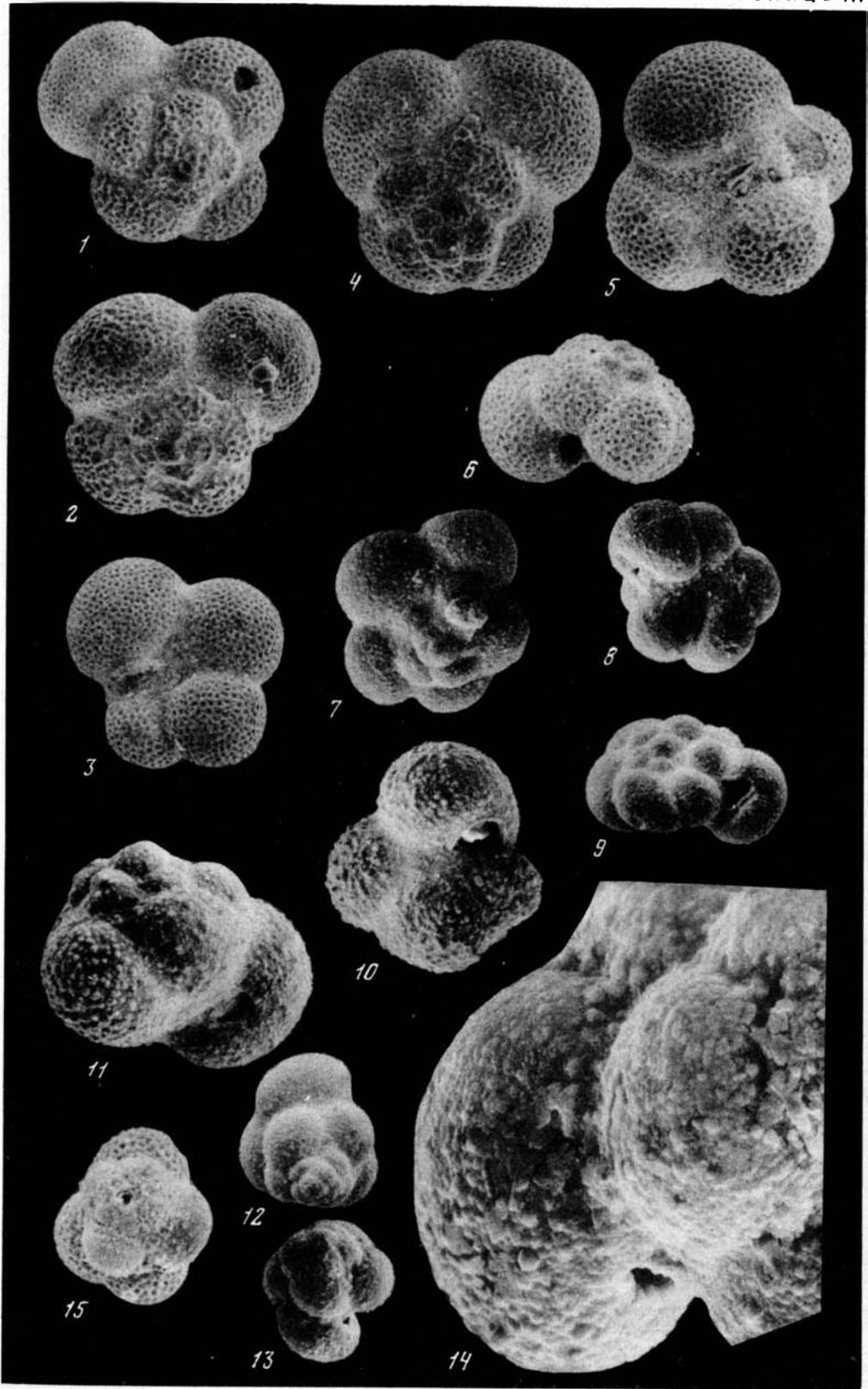
*Globigerina aff. linaperta* Finlay

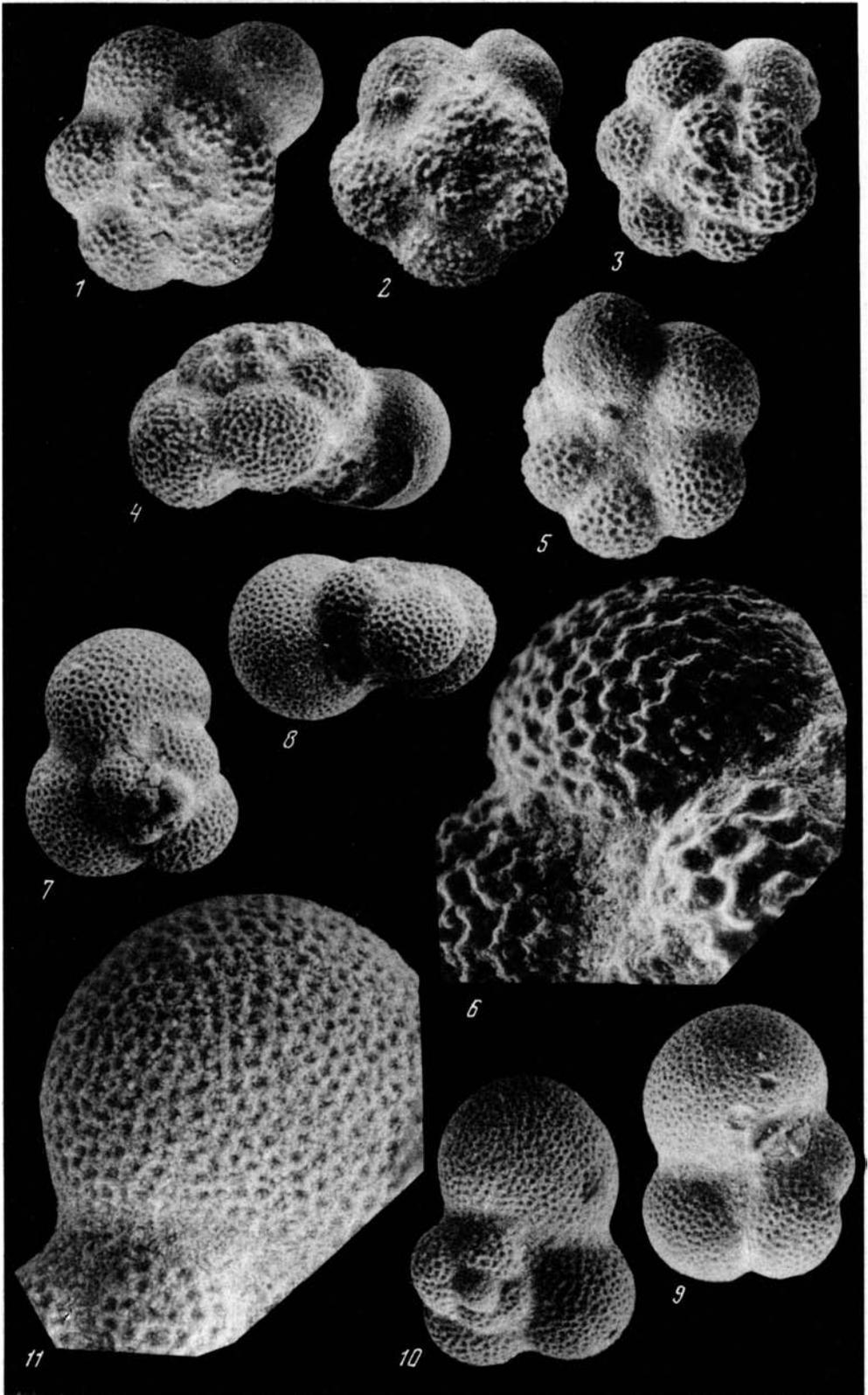
Табл. XIX, 1-3

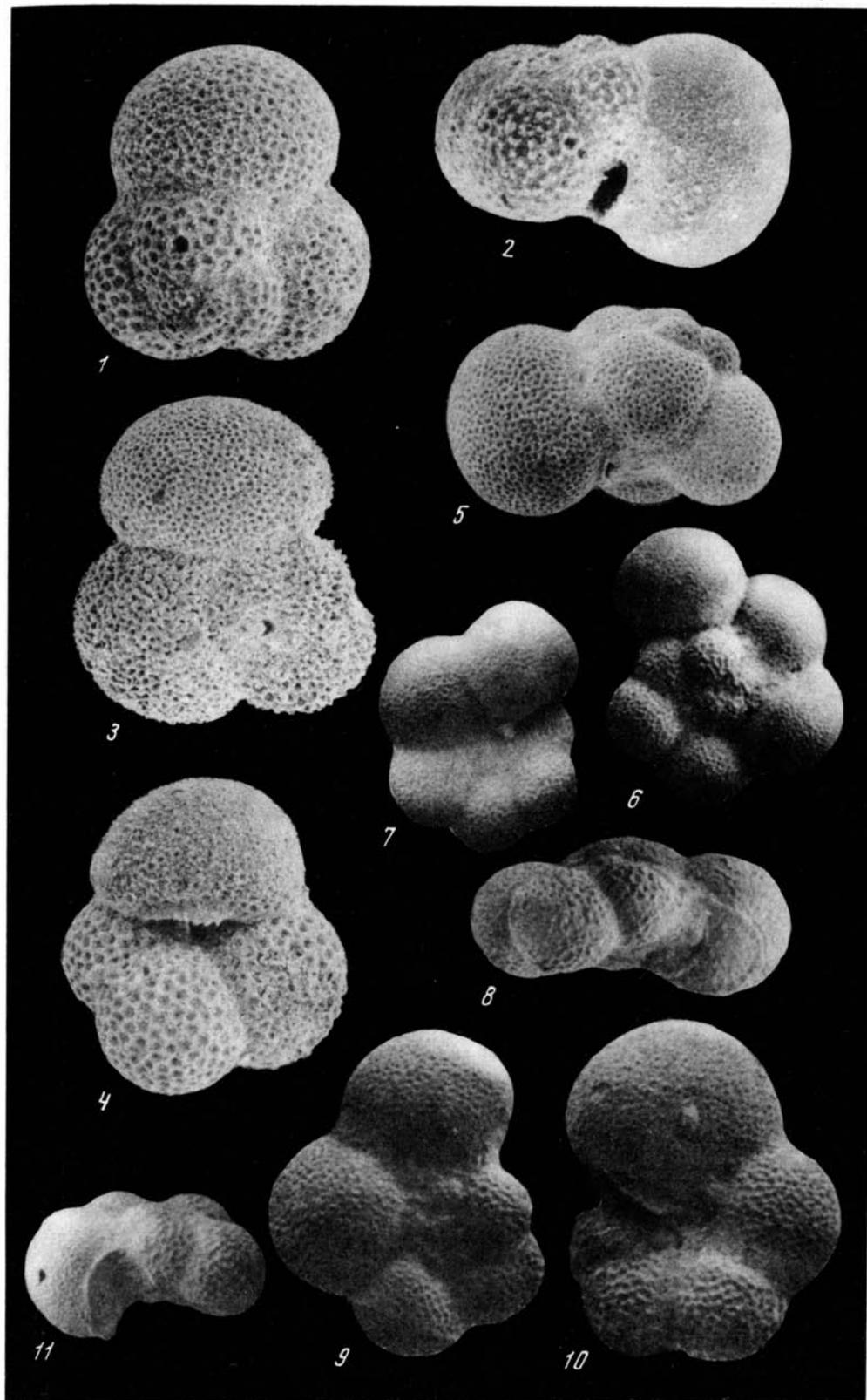
В верхнепалеоценовых отложениях (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465) нередко встречаются глобигерины с четырьмя овальными камерами в последнем обороте, причем последняя камера скошенная, с сильно развитой губой, прикрывающей щелевидное устье. В литературе подобные глобигерины нередко относятся к *G. linaperta* [Bolli, 1957c; Шуцкая, 1970]. Однако по целому ряду признаков они значительно отличаются от подлинной *G. linaperta*, описанной из отложений совсем иного возраста (верхняя часть среднего эоцена - верхний эоцен). Верхнепалеоценовые формы заслуживают тщательного изучения. Нам кажется, они принадлежат к самостоятельному виду.

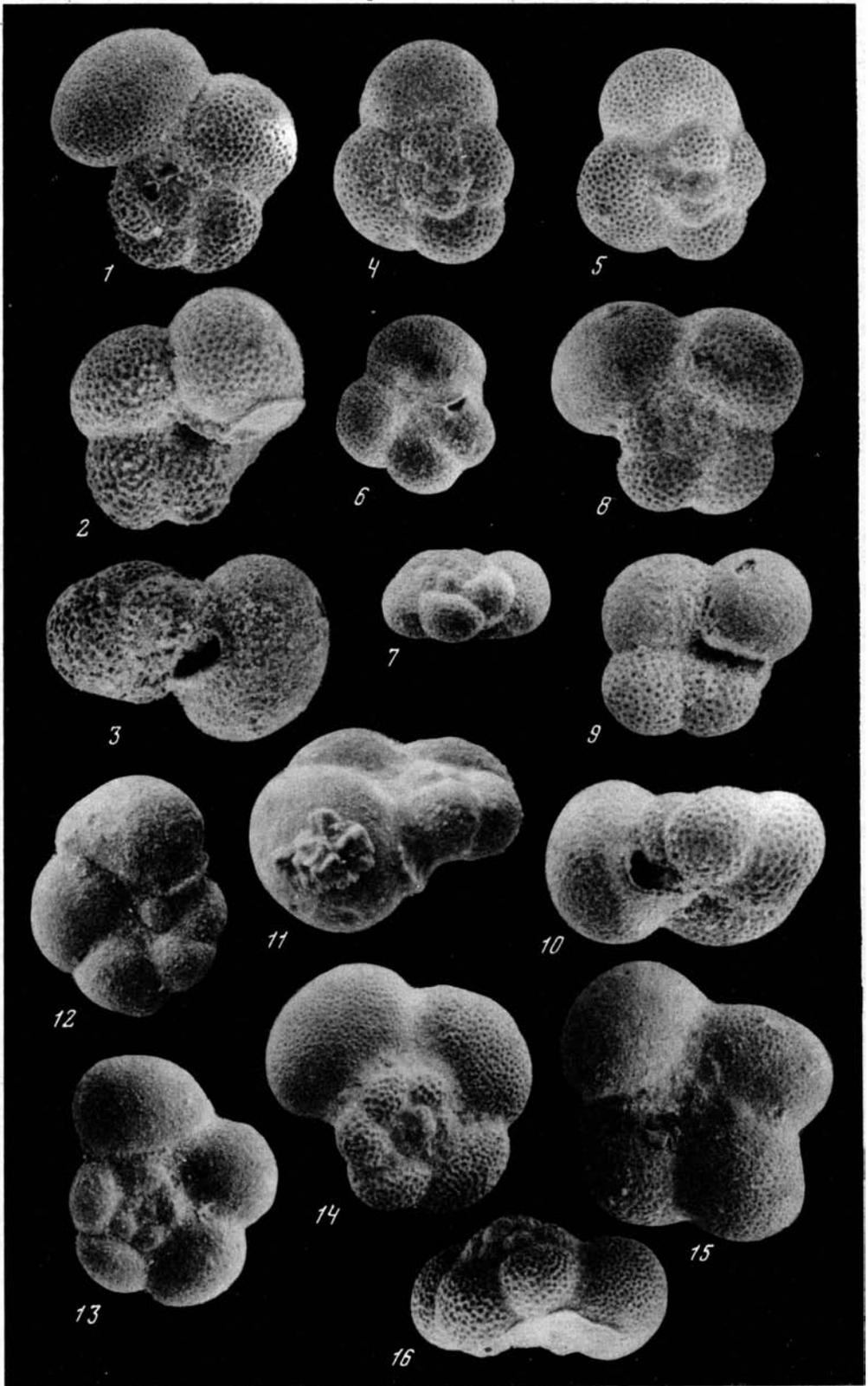


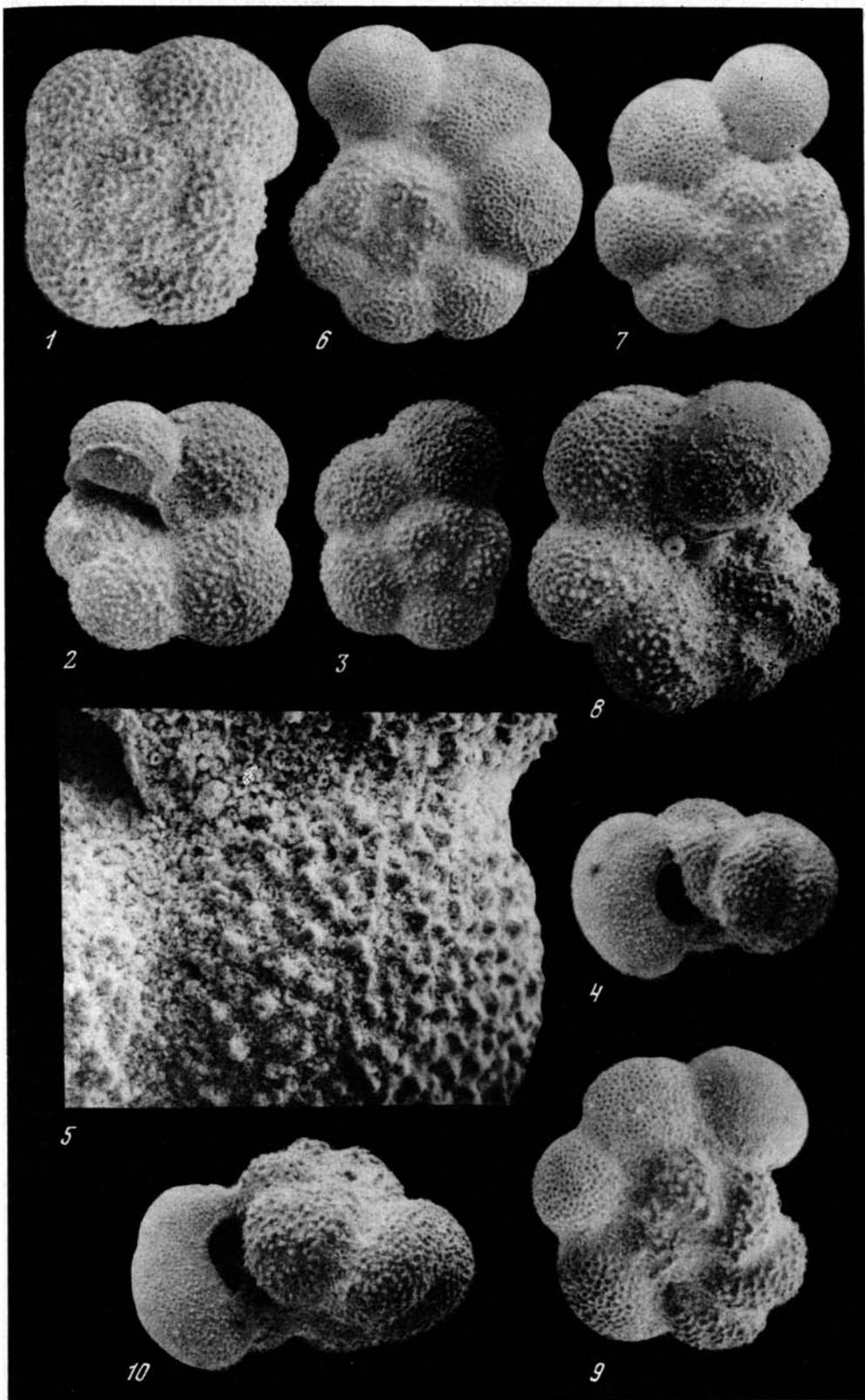


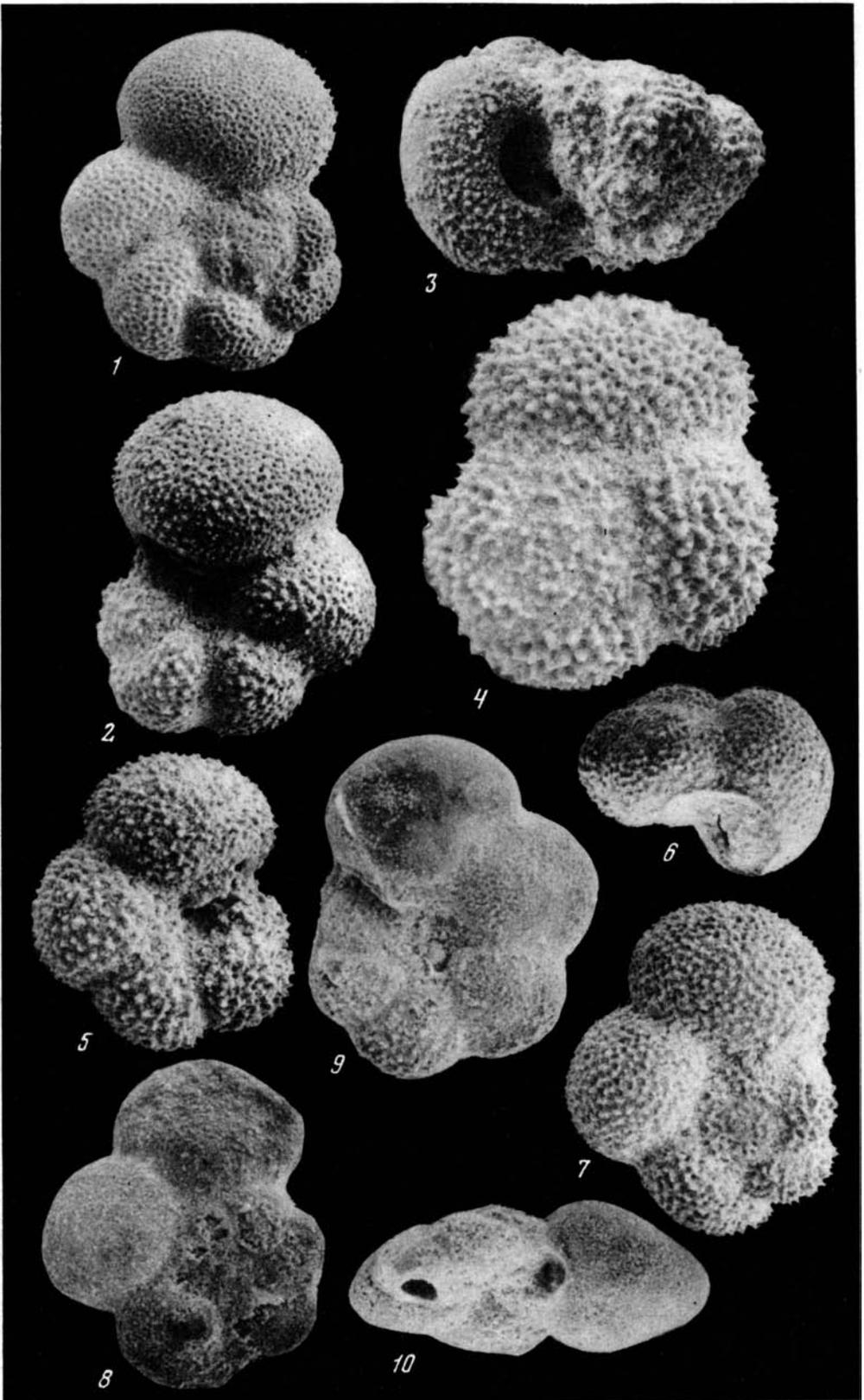


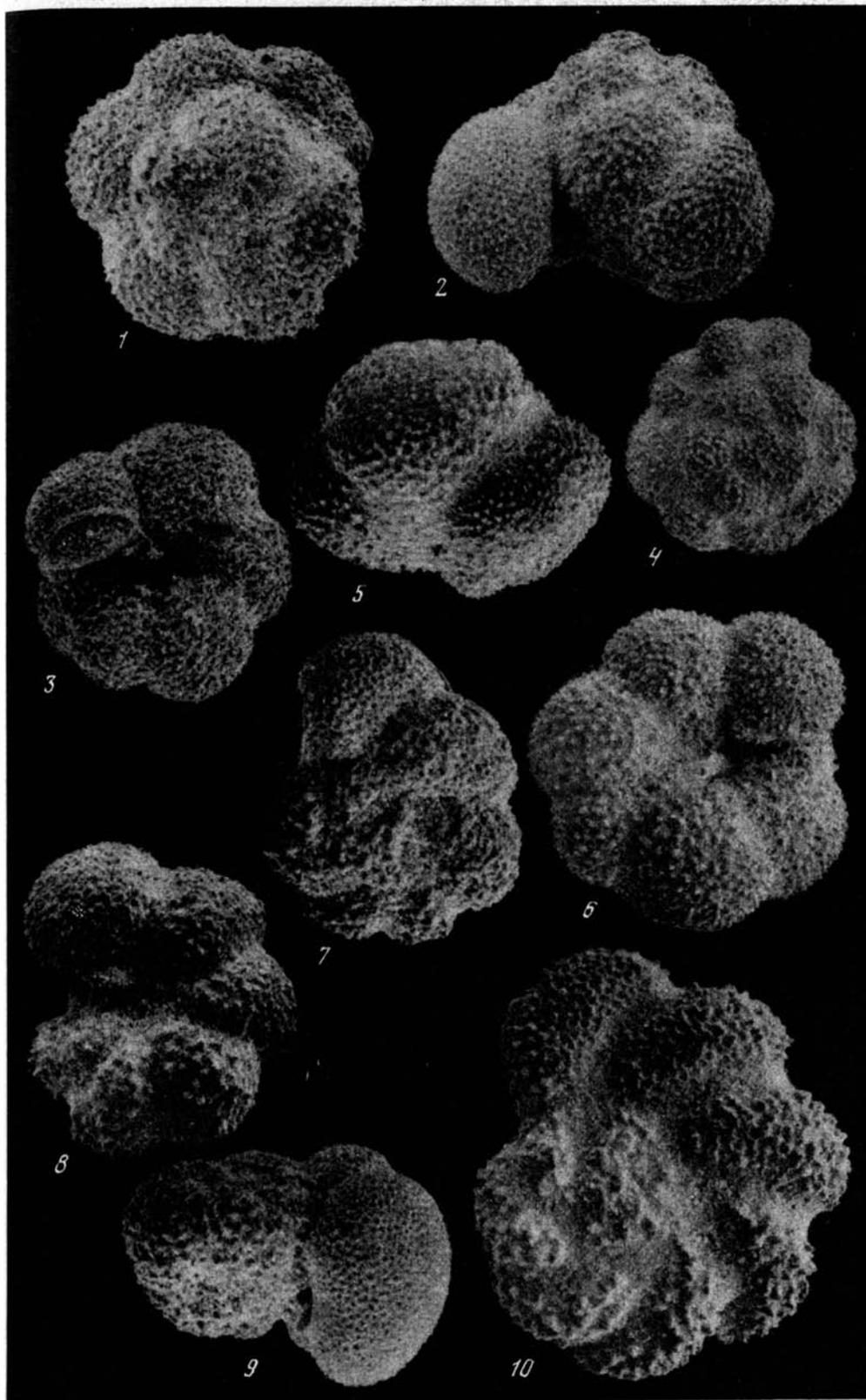


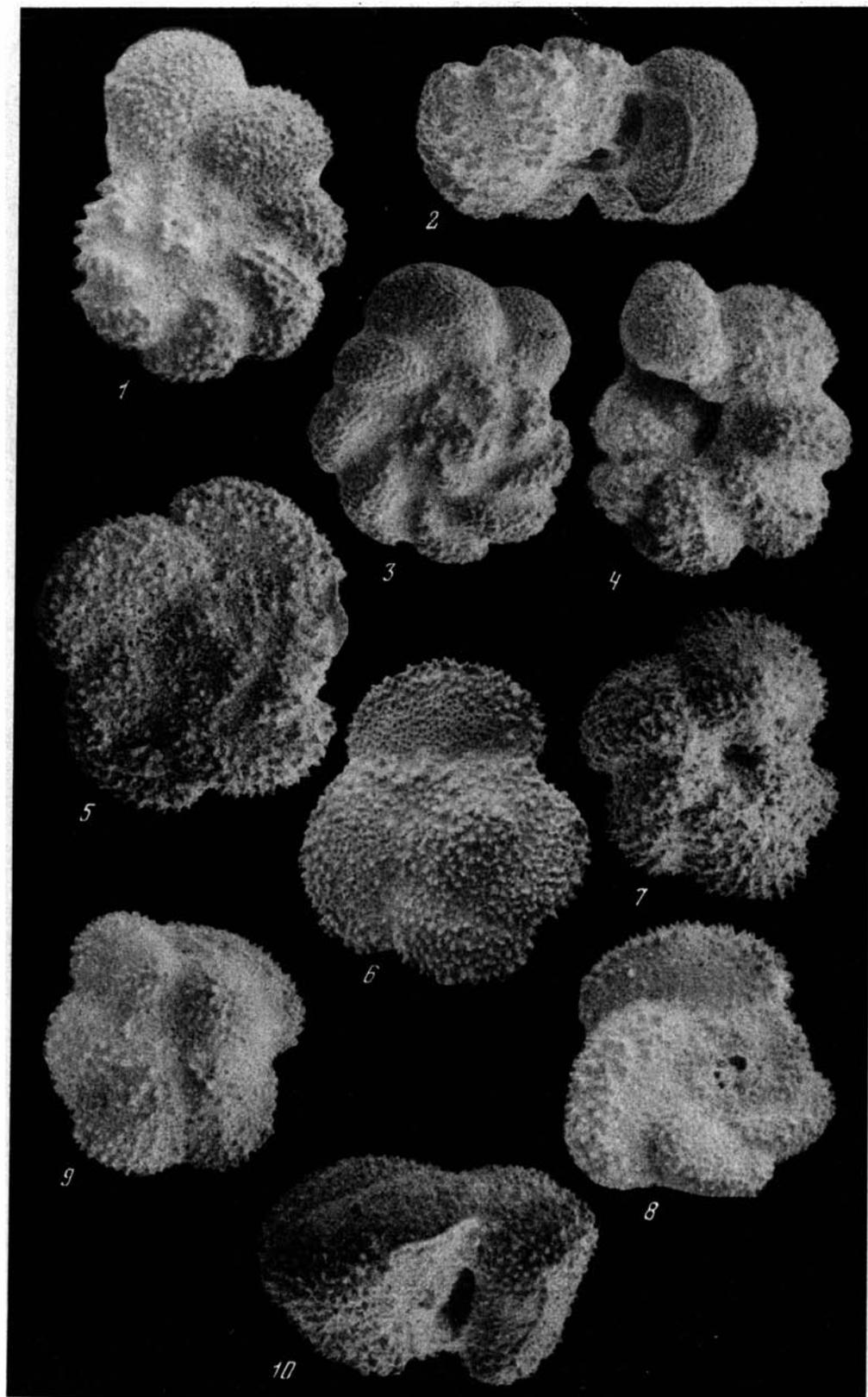


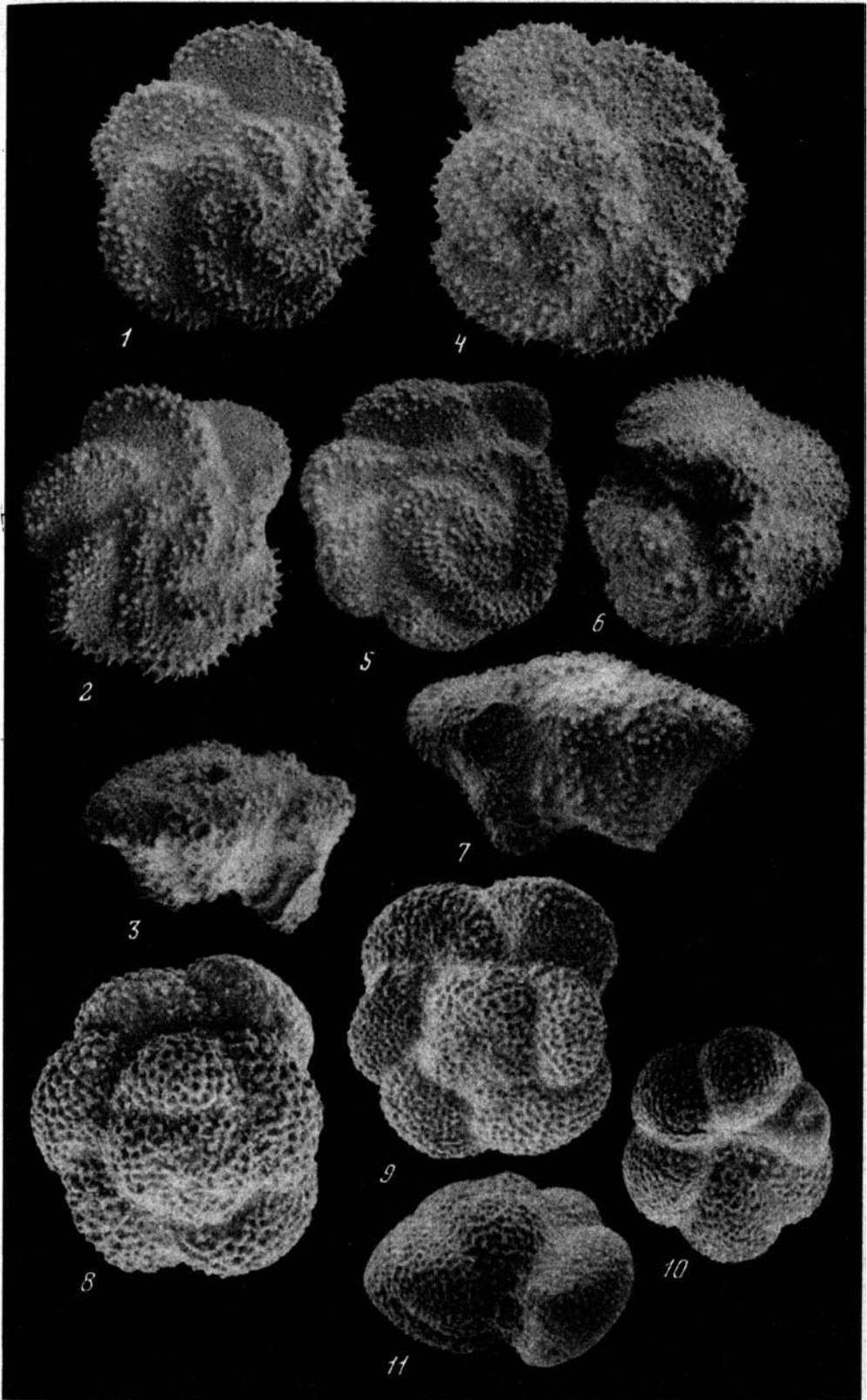


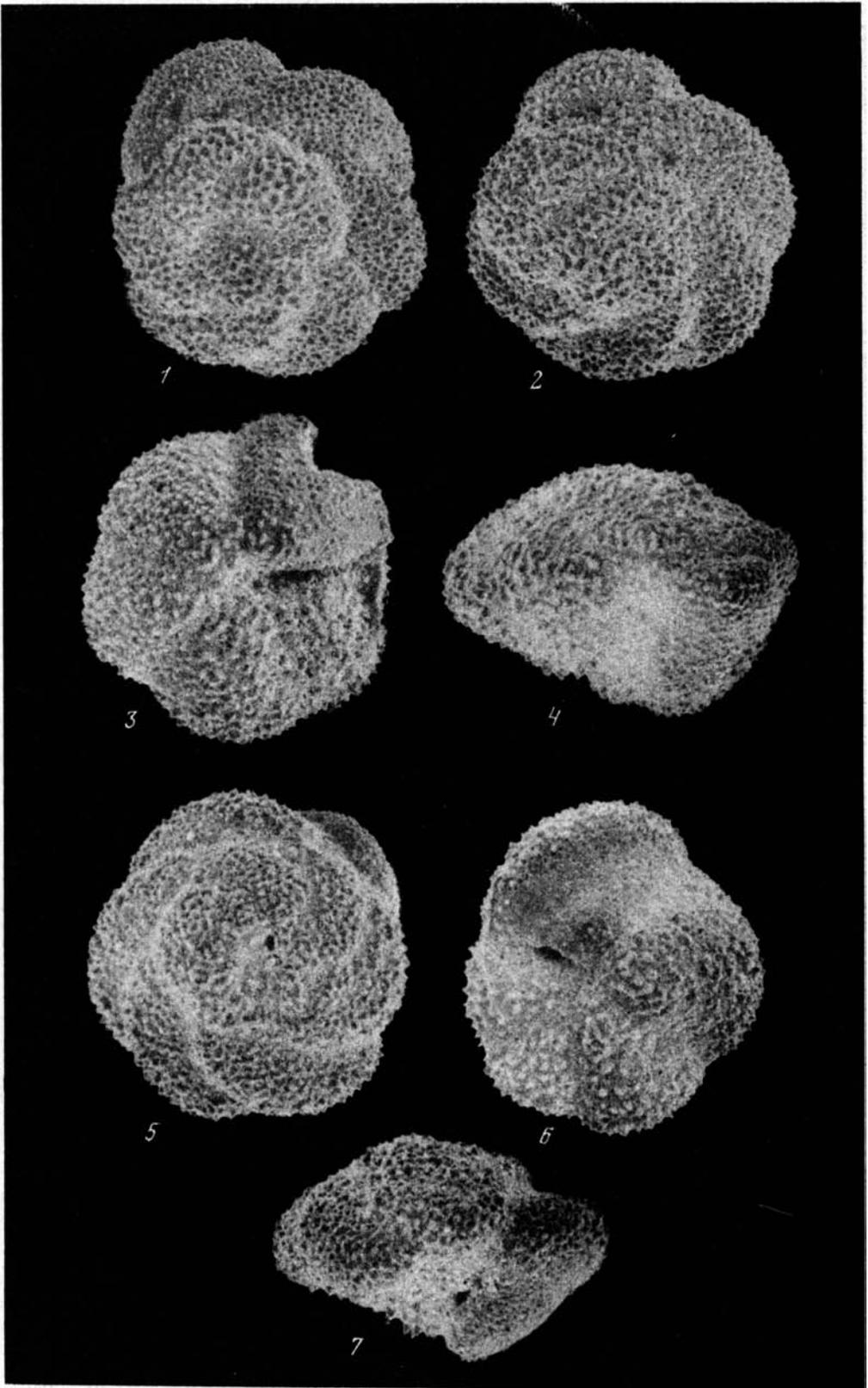


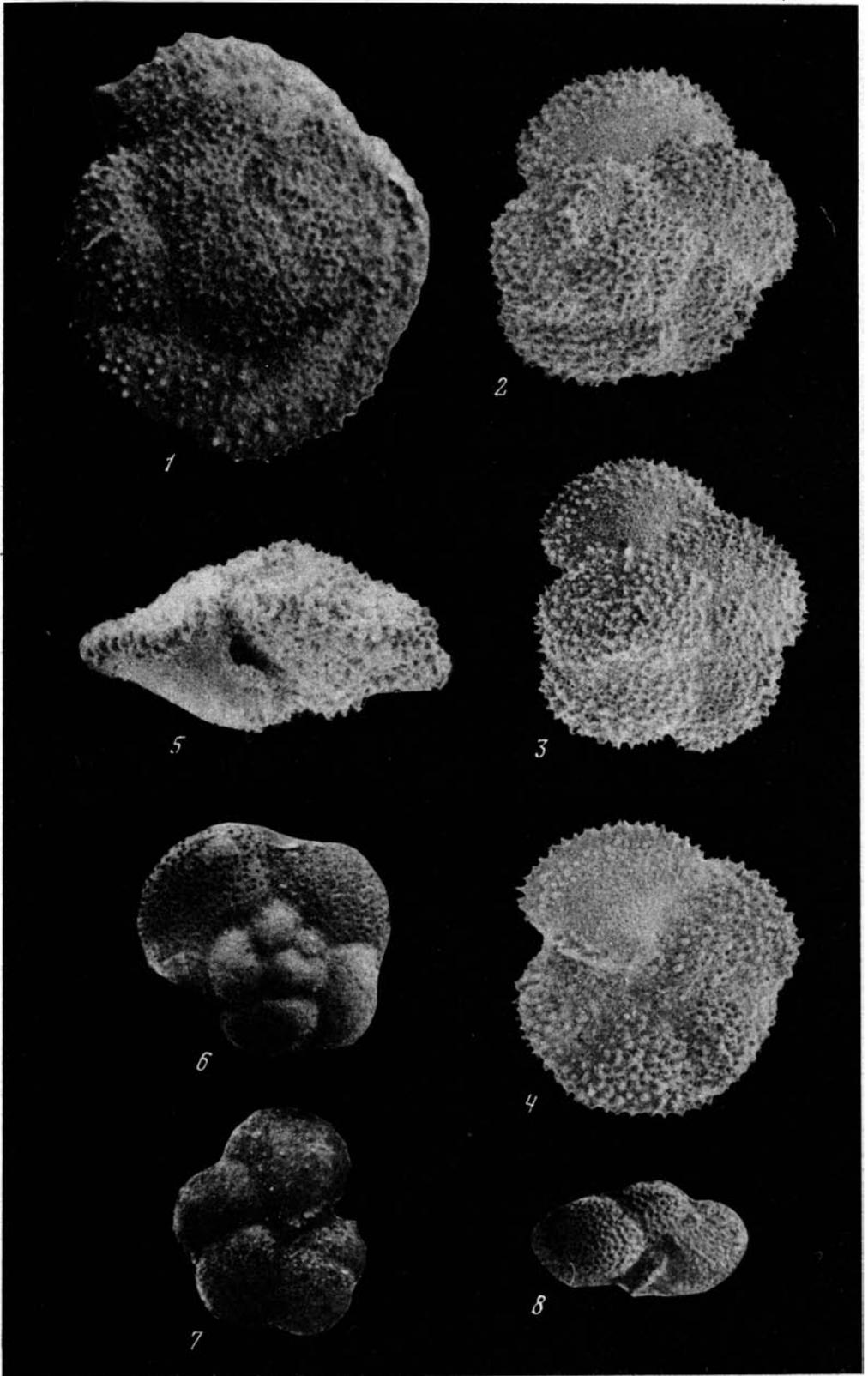


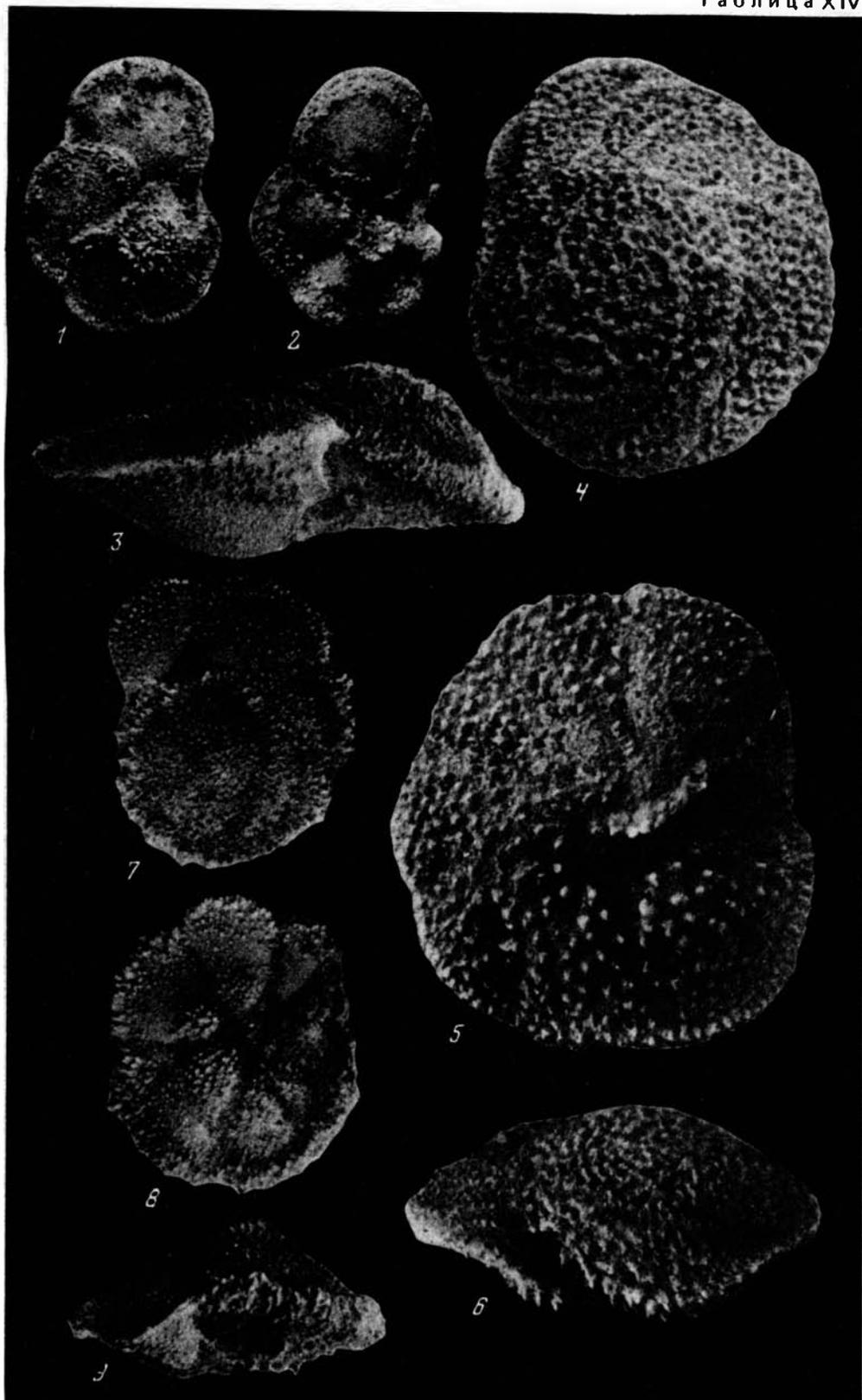


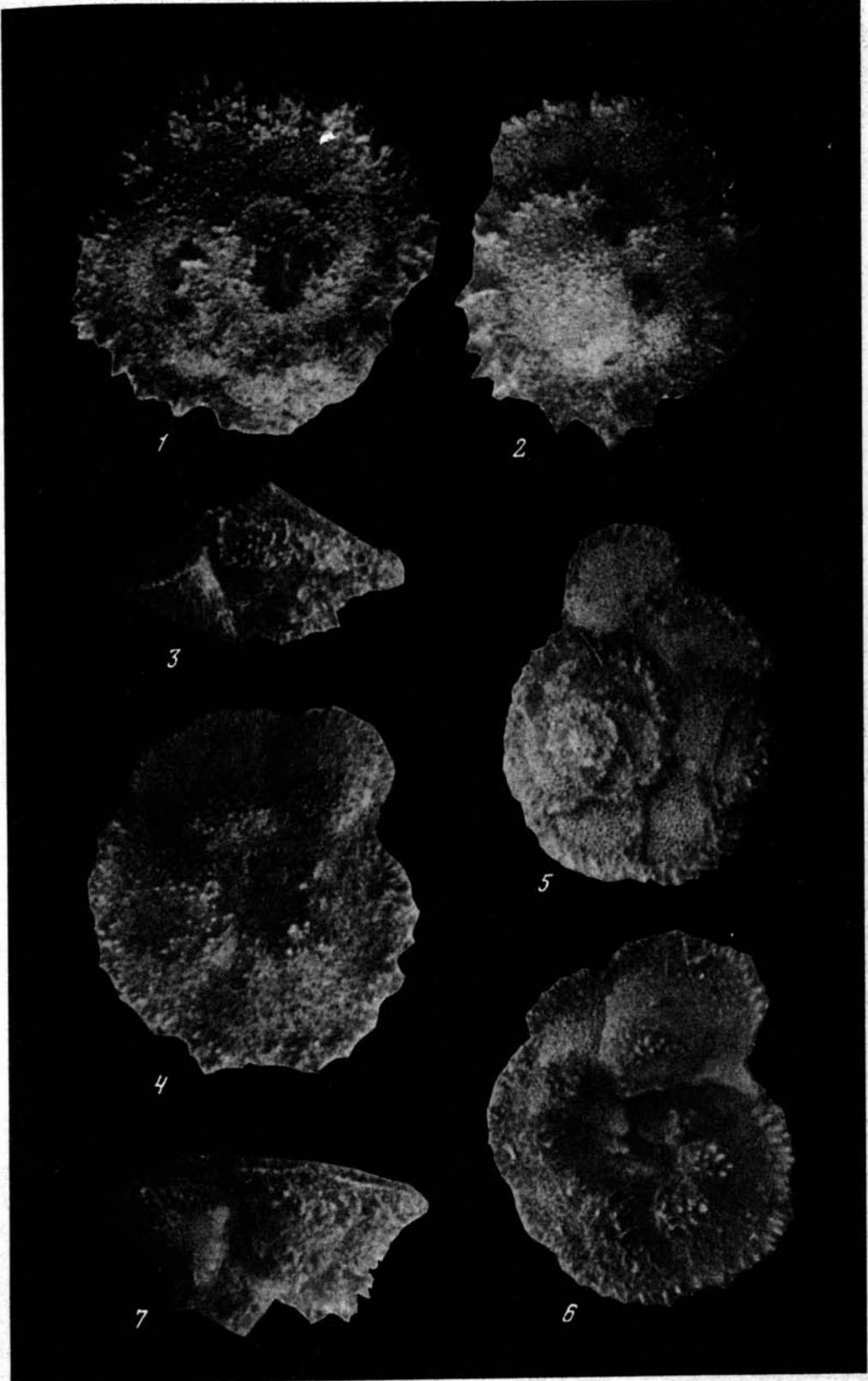


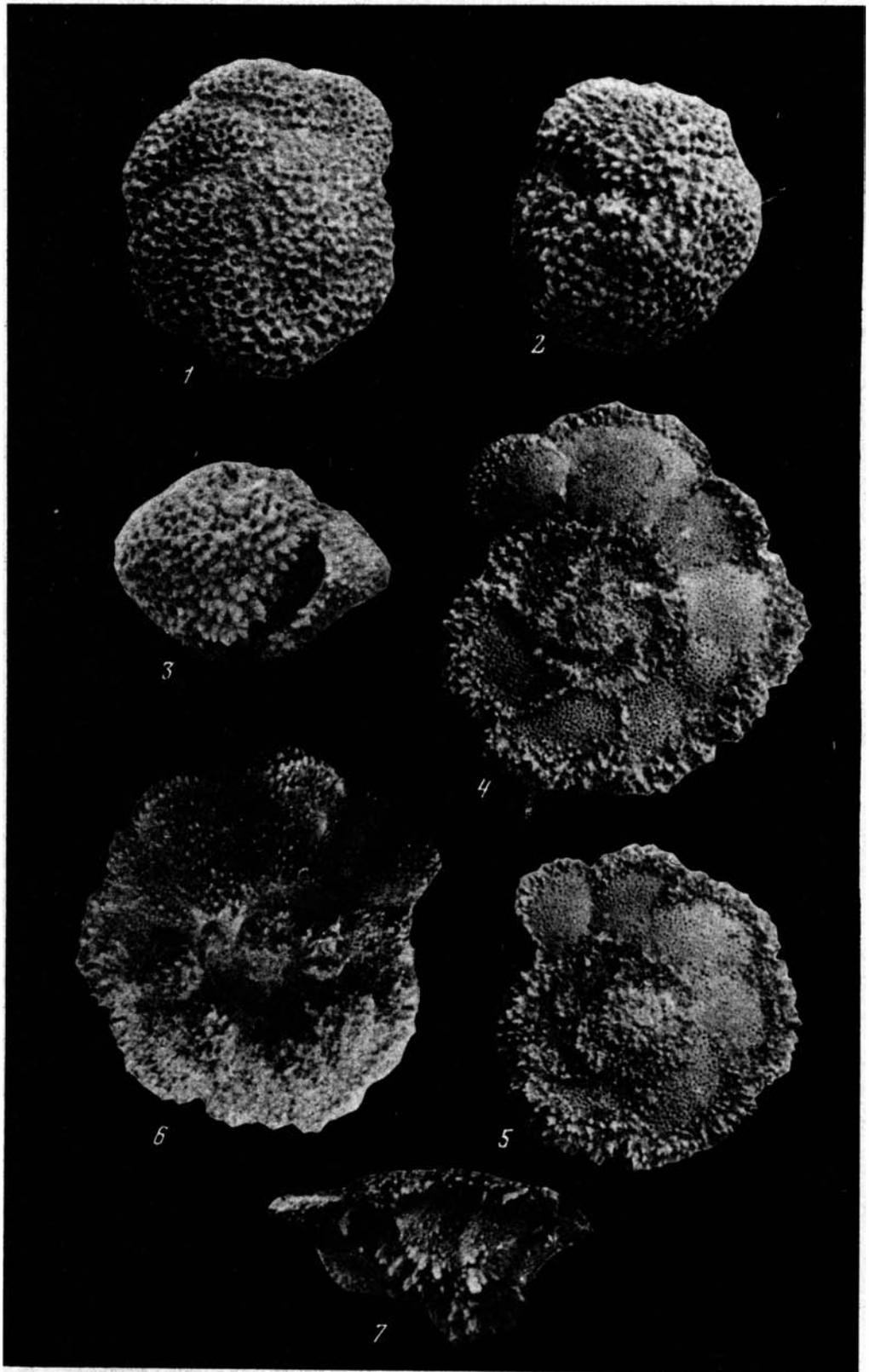


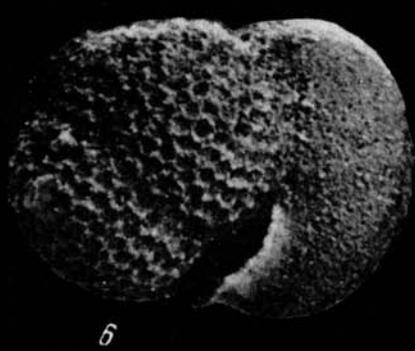
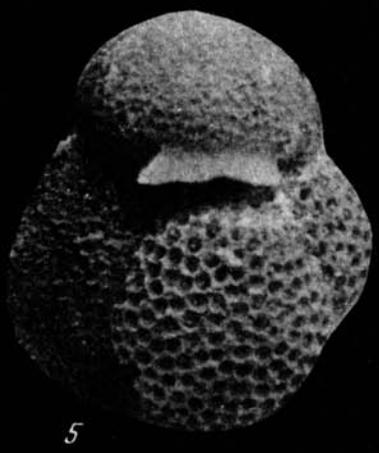
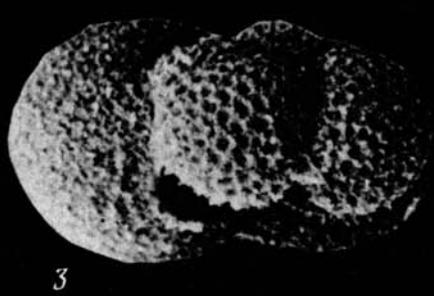


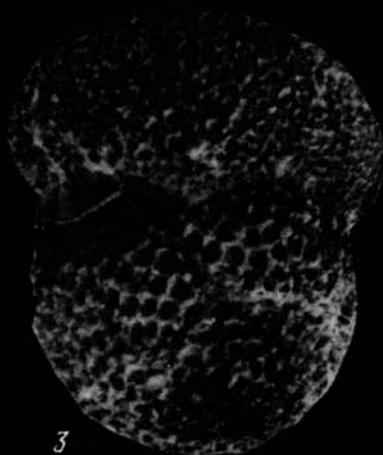
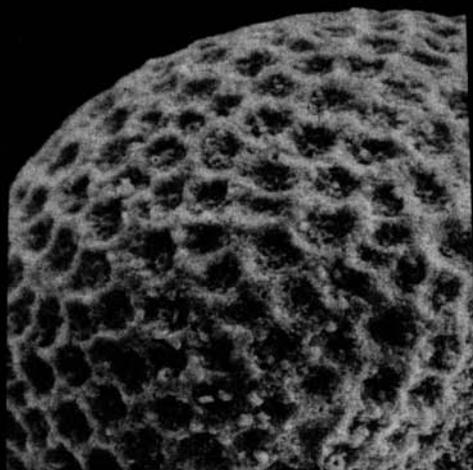
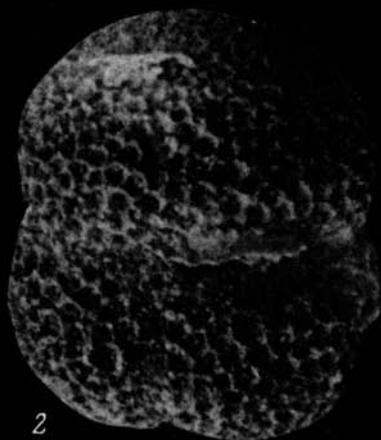
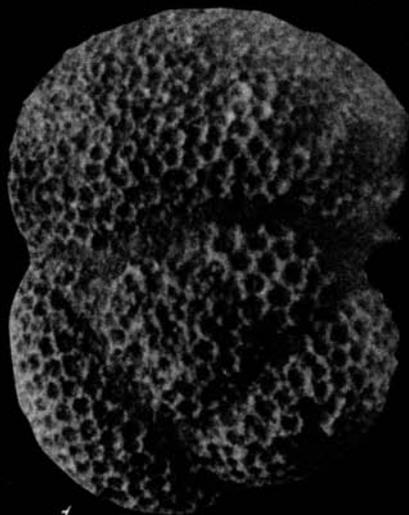




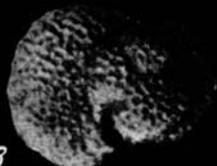
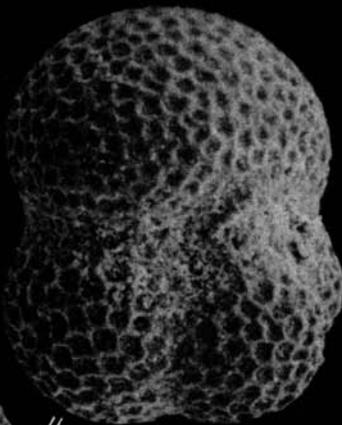


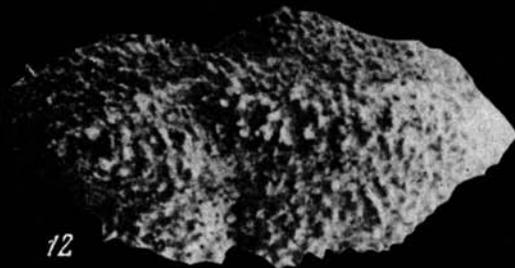
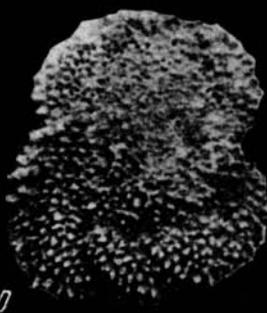
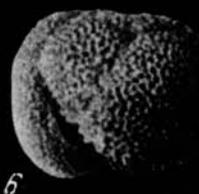






5







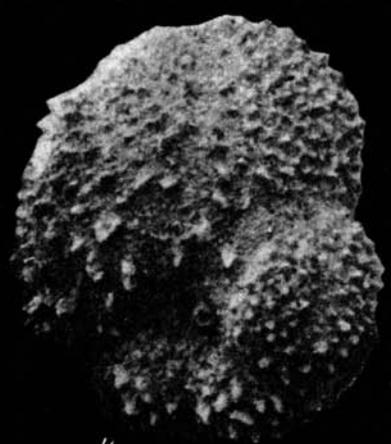
1



2



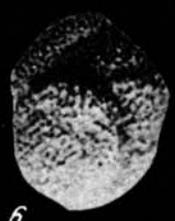
3



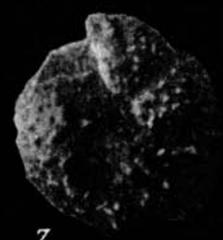
4



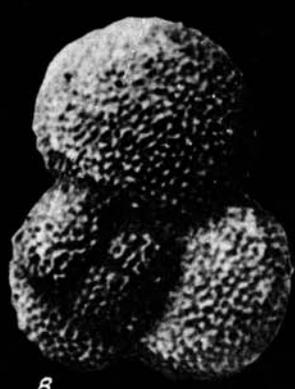
5



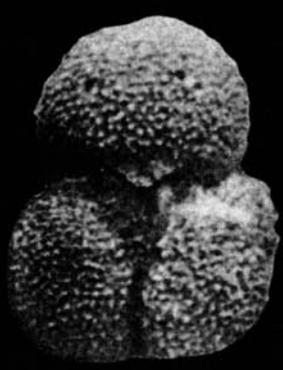
6



7



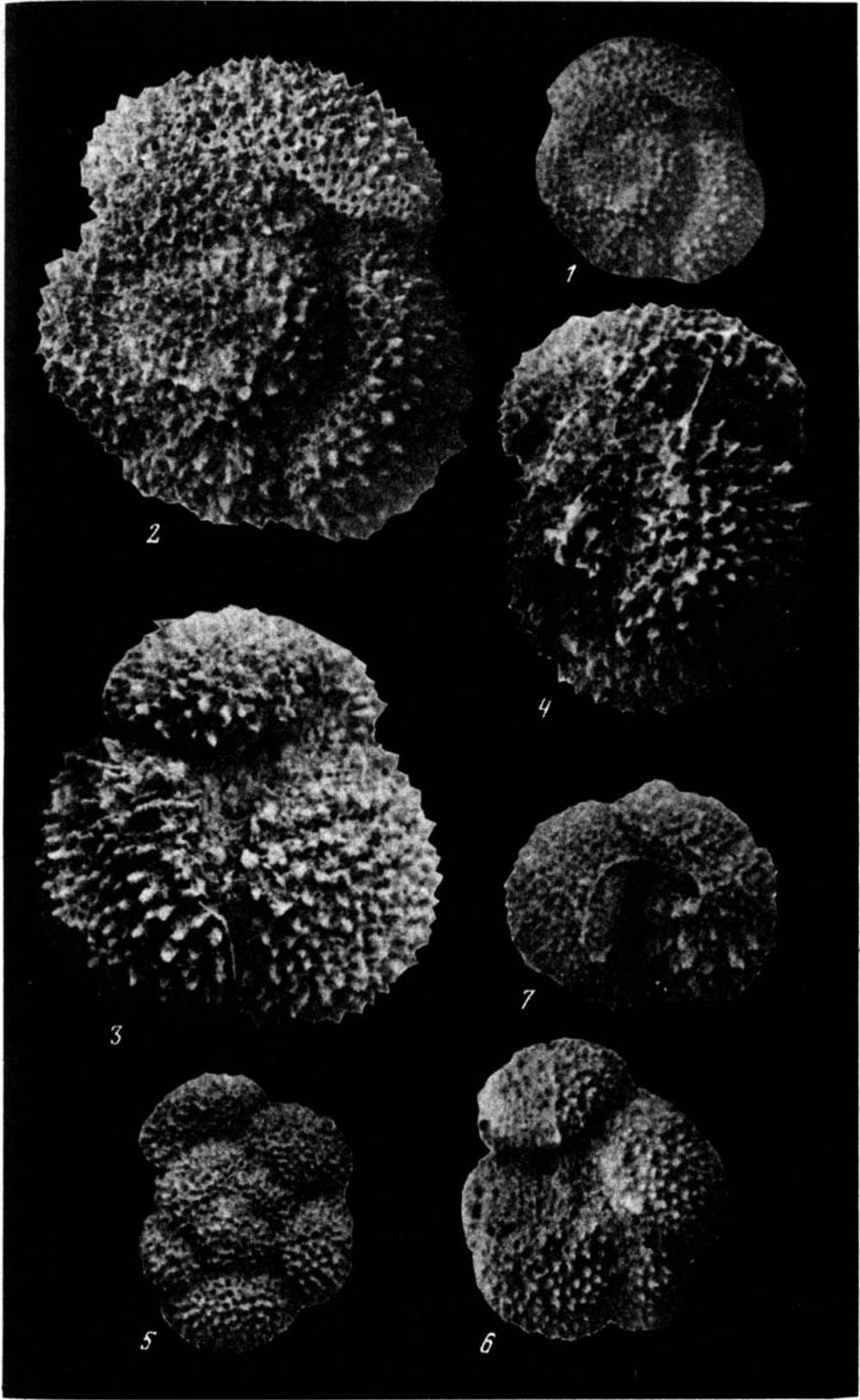
8

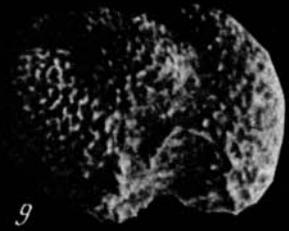
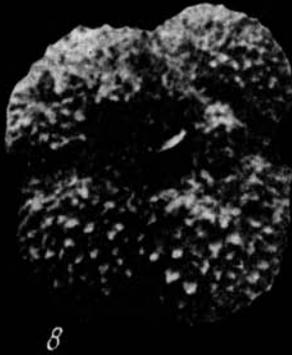
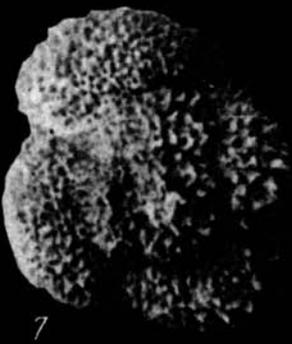
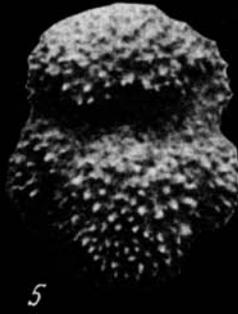
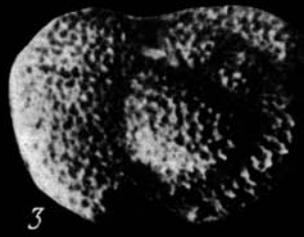
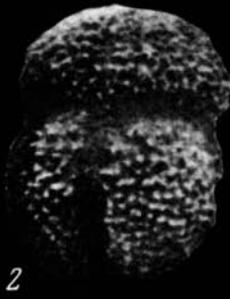


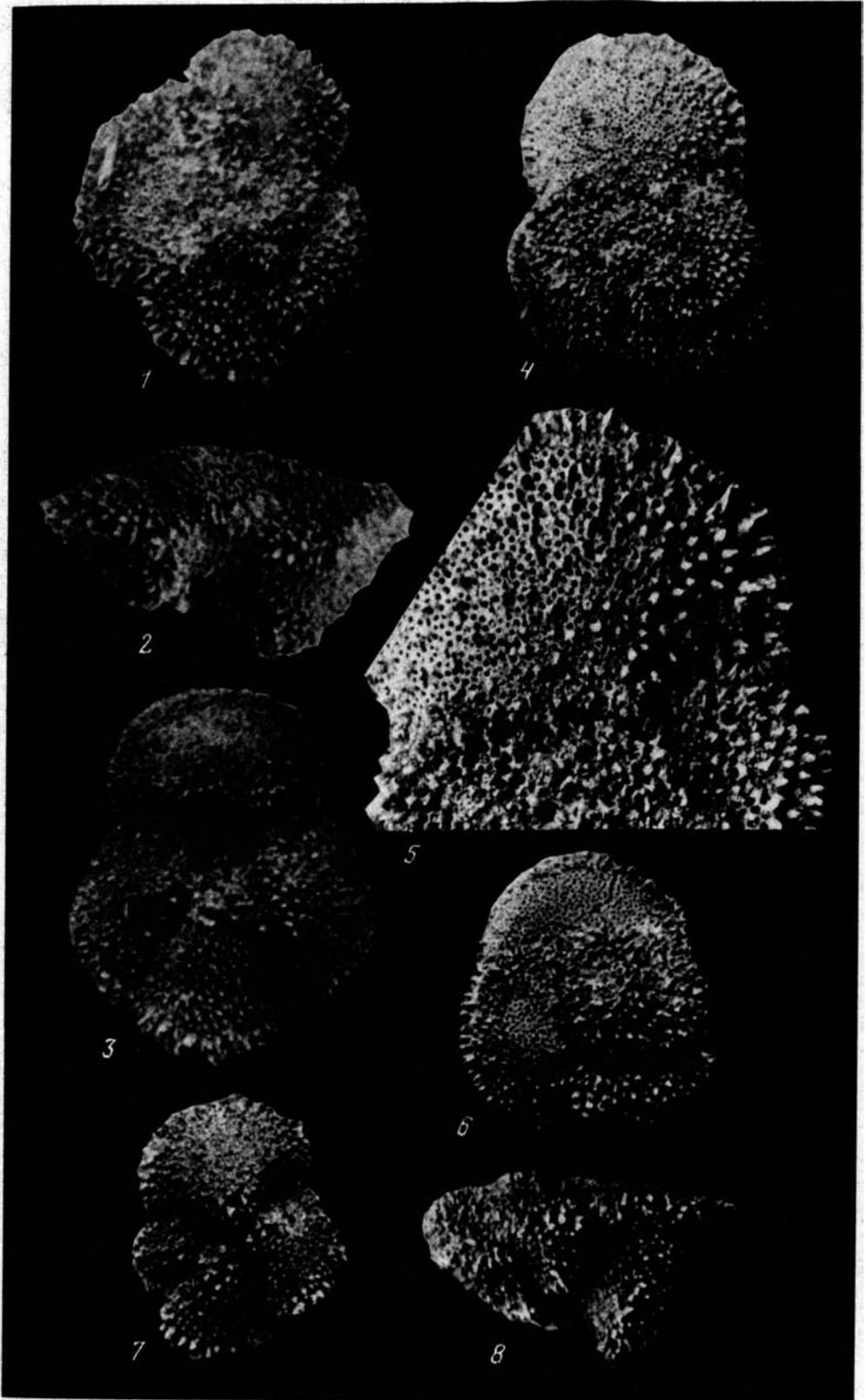
9

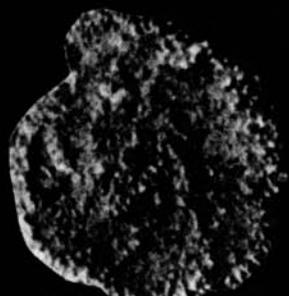
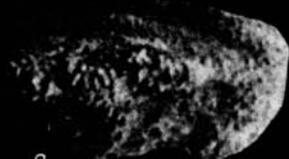
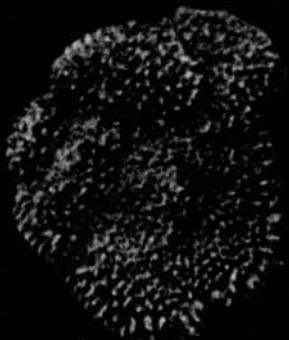
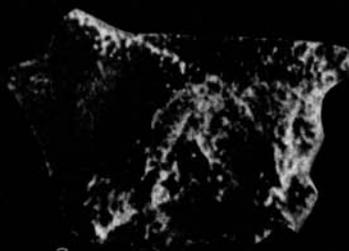
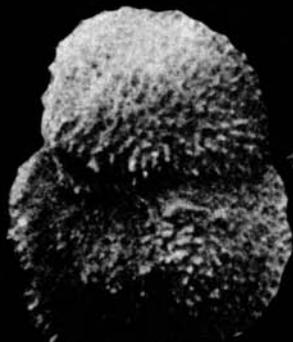
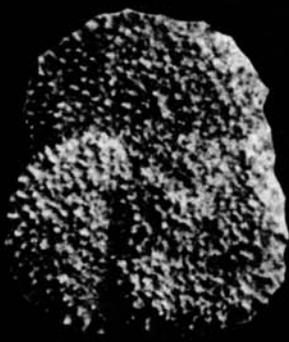


10









*Globigerina quadritriloculinoides Khalilov*

Табл. XIX, 4–6

1956. *Globigerina quadritriloculinoides* Халилов, с. 237, табл. I, рис. 5.

Раковина средних размеров (диаметр 0,40–0,55 мм), с субквадратным контуром, вздутая, спиральная сторона уплощенная; пупочная – выпуклая. Последний оборот содержит 3 ½, редко – 3 камеры, овальные, низкие, разделенные глубокими септальными швами и расположенные почти под прямым углом одна к другой. Низкое щелевидное устье протягивается вдоль основания последней камеры и оторочено тонкой губой. Стенка с мелкоячеистой скульптурой.

Вид установлен в верхнем палеоцене (тенетский ярус) поднятия Шатского (скв. 47), редкие экземпляры его обнаружены в нижнем эоцене (зона *Globorotalia subbotinae*).

*Globigerina velascoensis Cushman*

Табл. XIX, 7–9

1925. *Globigerina velascoensis* Cushman, p. 19, pl. 3, fig. 6.

Раковина небольших размеров (диаметр 0,30–0,41 мм), со слабовыпуклой спиральной и вздутой пупочной сторонами и лопастным контуром. Последний оборот состоит из 3–3 ½ низких овальных камер, разделенных глубокими септальными швами. Конечная камера сплюснутая, напоминает шляпку гриба, концы ее выдаются за общий контур раковины. Устье – низкое щелевидное отверстие, протягивается вдоль прямого пупочного края последней камеры и прикрыто тонкой губой. Поверхность раковины с мелкоячеистой скульптурой.

Обычен для верхнепалеоценовых отложений (тенетский ярус) поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289) и Восточно-Марианской впадины (скв. 199).

*Globigerina compressaformis Khalilov*

Табл. XX, 8–10

1956. *Globigerina compressaformis* Халилов, с. 239, табл. II, рис. 1.

Раковина довольно крупных размеров (диаметр 0,50–0,65 мм), продолговатая, с умеренно выпуклыми сторонами и отчетливо лопастным контуром. Последний оборот содержит 3 ½ округло-овальные камеры, быстро возрастающие по размеру, разделенные глубокими швами и слабо соединенные. Конечная камера занимает почти симметричное (центральное) положение по отношению к двум предыдущим. Низкое арковидное устье открывается в пупок и снабжено клиновидной губой. Стенка мелкопористая, с тонкой грануляцией и мелкоячеистой скульптурой.

Вид появляется в зоне *Globorotalia velascoensis* верхнего палеоцена, но наиболее обычен в осадках нижней части нижнего эоцена (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*) поднятия Шатского (скв. 47).

*Globigerina achtschacujmensis Khalilov*

Табл. XXII, 10–12

1956. *Globigerina achtschacujmensis* Халилов, с. 238, табл. II, рис. 2.

Раковина сравнительно крупная (диаметр 0,52–0,63 мм), умеренно выпуклая. Камеры соединены очень свободно, что приводит к отчетливо лопастному контуру и изменчивой форме раковины – от субтреугольной до субквадратной. Последний оборот содержит четыре овально-сферические камеры, разделенные глубокими швами. Пупок широкий и глубокий. Устье низкощелевидное, открывается в пупок. Поверхность стенки с мелкоячеистой скульптурой.

Немногочисленные экземпляры этого вида встречены в верхнепалеоценовых (тенетский ярус) и нижнеэоценовых (зоны *Globorotalia subbotinae* и *Globorotalia formosa*) отложениях поднятия Шатского (скв. 47 и 305).

Р о д *Globoconusa* Khalilov, 1956

*Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann)

Табл. III, 10–14

1953. *Globigerina daubjergensis* Brönnimann, p. 340, fig. 1.

Раковина очень маленькая (наибольший диаметр 0,14–0,20 мм), с высококонической спиральной стороной и слабовыпуклой пупочной стороной. В последнем обороте содержится четыре сферические камеры, плотнонавитые, разделенные умеренно вогнутыми септальными швами. Пупок мелкий и плоский, углубление практически отсутствует. Устье в виде маленькой арки в основании последней камеры; на спиральной стороне иногда наблюдаются одно-два дополнительных устья (табл. III, 14). Стенка покрыта тончайшей грануляцией. Поры очень мелкие и редкие, заметные только при большом увеличении (табл. III, 14).

Нередко встречается в отложениях датского яруса (зоны *Globorotalia pseudobulloides* и *Globorotalia trinidadensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

С Е М Е Й С Т В О *GLOBOROTALIIDAE* CUSHMAN, 1927

Р о д *Globorotalia* Cushman, 1927

*Globorotalia pseudobulloides* (Plummer)

Табл. V, 9–11

1926. *Globigerina pseudobulloides* Plummer, p. 133, pl. 8, fig. 9.

Раковина низкотрохоидная, сжатая в dorso-вентральном направлении, со слабовыпуклой спиральной стороной и плосковогнутой брюшной. Периферический край округлый. Последний оборот содержит 4 ½–5 камер, сжатых, довольно быстро увеличивающихся в размерах, свободно соединенных. В связи с этим спираль раковины быстро разворачивается, раковина вытянута в направлении роста, а контур ее лопастной. Пупок маленький, углубленный. Стенка гладкая, тонкопористая. Устье занимает интериомаргинальное, внепупочное положение, что и позволяет отнести вид к роду *Globorotalia* (в целом ряде работ вид описан как *Globigerina pseudobulloides*).

Наиболее древние 4 ½-камерные экземпляры *G. pseudobulloides* характеризуются маленькими размерами (0,25–0,30 мм); в более поздних осадках размеры 5-камерных раковин возрастают до 0,35–0,45 мм.

Вид появляется в отложениях зоны *Globorotalia pseudobulloides* датского яруса и исчезает в зоне *Globorotalia pusilla* зеландского яруса поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465).

*Globorotalia trinidadensis* Bolli

Табл. V, 6–8

1957. *Globorotalia trinidadensis* Bolli, p. 73, pl. 16, fig. 19–23.

Этот вид, очевидно, является потомком *G. pseudobulloides*, отличаясь от последнего более крупной раковиной (диаметр 0,40–0,55 мм), большим числом камер (6–7) в последнем обороте, их сферической формой, постепенным возрастанием высоты оборотов, сравнительно широким пупком и наличием сетчатой скульптуры на камерах начального оборота.

Рассматриваемый вид-индекс обилиен в осадках зоны *Globorotalia trinidadensis* и в подчиненном количестве экземпляров продолжает встречаться в зоне *Acarinina uncinata* (датский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465).

*Globorotalia varianta* (Subbotina)

Табл. VI, 1–3

1953. *Globigerina varianta* Субботина, с. 63, табл. III, рис. 5–12; табл. IV, рис. 1–3; табл. XV, рис. 1–3.

Раковина средних размеров (диаметр 0,38–0,50 мм), плосковыпуклая, субквадратных очертаний, с последней камерой, выступающей за контур раковины. Спиральная сторона уплощенная, брюшная — выпуклая. Конечный оборот образован четырьмя

камерами, быстро возрастающими по размеру, слабовыпуклыми на спиральной стороне и почти сферическими на пупочной. Особенно крупной является последняя камера. Пупок маленький, но отчетливый. Стенка почти гладкая, тонкопористая. Щелевидное устье расположено в основании последней камеры, снабжено тонкой губой и протягивается к периферическому краю предыдущего оборота. Положение устья скорее указывает на принадлежность вида к роду *Globorotalia*, чем к роду *Globigerina*.

Часто встречается в отложениях палеоцена (от зоны *Globorotalia trinidadensis* до зоны *Globorotalia pusilla*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

### *Globorotalia fringa* (Subbotina)

Табл. VI, 4-7

1950 *Globigerina fringa* Субботина, с. 104, табл. V, рис. 19-21.

Раковина очень маленькая (диаметр 0,12-0,17 мм), сжатая в дорзо-вентральном направлении, с уплощенными сторонами и овально-лопастным контуром. Последний оборот состоит из 4 овальных, слабовыпуклых камер, разделенных прямыми швами. Пупок плоский и маленький. Стенка гладкая, тонкопористая. Щелевидное устье протягивается от пупка до периферии. Последнее обстоятельство заставляет относить вид к роду *Globorotalia*.

Вид встречен в датских отложениях (от зоны *Globigerina eugubina* до зоны *Globorotalia trinidadensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465) и Восточно-Марианской равнины (скв. 199).

### *Globorotalia quadrata* (White)

Табл. VI, 8-10

1928. *Globigerina quadrata* White, p. 195, pl. 27, fig. 18.

Раковина средних размеров (диаметр 0,40-0,53 мм), с субквадратным лопастным контуром, сжатая в дорзо-вентральном направлении. Спиральная сторона плоская или слегка вогнутая, пупочная сторона выпуклая. Последний оборот включает 4 овальные, равномерно увеличивающиеся в процессе нарастания камеры. Они разделены прямыми углубленными септальными швами, крестообразно пересекающимися на пупочной стороне. Пупок маленький, углубленный. Стенка гладкая, мелкопористая. Щелевидное устье протягивается от пупка до периферии, что и дает основание относить вид к роду *Globorotalia*.

Описываемый вид близок по морфологии к *G. varianta*, отличаясь более правильным субквадратным контуром и крестообразным расположением швов на пупочной стороне. Последняя камера не столь крупная и вздутая и не выступает так резко за общий контур раковины.

Нередко встречается в палеоценовых отложениях (от зоны *Acarinina uncinata* до зоны *Globorotalia pusilla*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

### *Globorotalia compressa* (Plummer)

Табл. VI, 14-16

1926. *Globigerina compressa* Plummer, p. 135, pl. 8, fig. 8.

Раковина небольших размеров (диаметр 0,22-0,36 мм), низкотрохоспиральная, с неправильно-субквадратным лопастным контуром, сжатая в дорзо-вентральном направлении, с уплощенными сторонами, благодаря чему у некоторых экземпляров наблюдается субугловатый периферический край (особенно в конце последнего оборота). Конечный оборот содержит 4 ½-5 овальных камер, уплощенных на спиральной стороне и более выпуклых на пупочной, разделенных прямыми септальными швами. Пупок широкий, неглубокий. Стенка гладкая, мелкопористая. Устье в виде низкой арки, с тонкой губой, протягивается из пупка до периферии.

Вид установлен в палеоценовых отложениях (от зоны *Globorotalia trinidadensis* до зоны *Globorotalia pusilla*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Globorotalia planocompressa* Schutzkaja

Табл. VI, 11–13

1965. *Globorotalia planocompressa* Шуцкая, с. 179, табл. I, фиг. 5, 6.

Это вид близок к *G. compressa*, отличаясь от него уплощенностью спиральной стороны и особенно начального завитка, более плоской поверхностью камер, округлым периферическим краем и более сферической (а не овальной) формой камер.

Вид развит в отложениях датского яруса (зоны *Globorotalia trinidadensis* и *Acarinina uncinata*) поднятия Шатского (скв. 47).

*Globorotalia ehrenbergi* Bolli

Табл. VIII, 8–10

1957. *Globorotalia ehrenbergi* Bolli, p. 77, pl. 20, fig. 18–20.

Раковина средних размеров (диаметр 0,32–0,50 мм), низкотрохоспиральная, сжатая, линзовидная, с отчетливо лопастным контуром. Спиральная и пупочная стороны слабо-выпуклые, почти симметричные. Периферический край сжатый, угловатый, на последней камере иногда намечается слабый киль. Последний оборот содержит 5 камер, неправильно овальных на спиральной стороне и субтреугольных на пупочной. Камеры довольно быстро возрастают по размерам и разделены углубленными швами, слегка изогнутыми на спиральной стороне и прямыми на пупочной. Стенка гладкая, тонкопористая. Пупок небольшой, мелкий. Устье аркообразное, периферическое.

Вид обычен для палеоценовых отложений (зоны *Globorotalia anguata* и *Globorotalia pusilla*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Globorotalia angulata* (White)

Табл. X, 5–10; табл. XI, 1–3

1928. *Globigerina angulata* White, p. 191, pl. 27, fig. 13.

Раковина средних размеров (диаметр 0,40–0,60 мм), низкотрохоспиральная, коническая, с почти плоской спиральной стороной и усеченноконической пупочной, контур неправильно-овальный, лопастной. Периферический край угловатый, приостренный, с килем, орнаментированный мелкими иглами. Последний оборот обычно содержит 5 камер. На спиральной стороне они уплощенные, овальные, крыловидной формы, на пупочной – выпуклые, субтреугольные. Септальные линии, разделяющие камеры, слегка углубленные и резко изогнутые на спиральной стороне; по краю предшествующей камеры протягивается полоса густых шпиков. На пупочной стороне септальные швы прямые, глубокие. Стенка тонкопористая, покрыта шпиками и гранулами, особенно густыми на пупочной стороне. Пупок маленький, глубокий. Устье щелевидное, в основании камеры периферическое.

Мелкие экземпляры *G. angulata* появляются в кровле зоны *Acarinina uncinata*; вид обилён в отложениях зон *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla* поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465).

*Globorotalia conicotruncata* Subbotina

Табл. XI, 4–7

1947. *Globorotalia conicotruncata* Субботина, с. 115, табл. IV, рис. 11–13; табл. IX, рис. 9–11.

1957. *Globorotalia angulata abundocamerata* Bolli, p. 74, pl. 17, fig. 4–6.

Рассматриваемый вид, вероятно, является потомком *G. angulata*, отличаясь более крупной раковиной (диаметр до 0,65 мм), округлым слаболопастным ее контуром, большим числом камер (6–8) и их тесным соединением, глубоким и более широким пупком, орнаментированными пупочными концами камер, высококонической пупочной стороной раковины.

Данный вид часто встречается в отложениях зоны *Globorotalia pusilla* (зеландский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305 и 465). Напомним, что в шкале палеогена Крымского-Кавказской области, где типичные экземпляры *G. pusilla* отсутствуют, синхроничные отложения выделяются в качестве зоны *Globorotalia conicotruncata*.

*Globorotalia kubanensis Schutzkaja*

Табл. XIII, 1–5

1956. *Globorotalia angulata* (White) var. *kubanensis* Шуцкая, с. 93, табл. III, фиг. 4.

Первоначально данная форма рассматривалась Е.К. Шуцкой в качестве варианта *G. angulata*, позднее (в 1970 г.) – самостоятельного вида, с чем мы вполне согласны. *G. kubanensis* отличается от *G. angulata* (и *G. conicotruncata*) выпуклой спиральной стороной раковины, почти линзовидной ее формой, острым периферическим краем, плоской или слабовыпуклой поверхностью камер, отсутствием отчетливого пупочного углубления.

Характерный вид зоны *Globorotalia pusilla* поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Globorotalia pusilla Bolli*

Табл. XII, 1–7

1957. *Globorotalia pusilla pusilla* Bolli, p. 78, pl. 20, fig. 8–10.

Раковина средних размеров (0,30–0,40 мм), низкотрохоспиральная, двояковыпуклая, линзовидная или широколинзовидная, с округлым слабоволнистым контуром и сжатым приостренным периферическим краем. Последний оборот обычно состоит из 6 камер, теснонавитых, очень постепенно возрастающих по размеру. На спиральной стороне камеры узкие, крыловидные, разделенные резко изогнутыми и слегка углубленными септальными швами. На пупочной стороне камеры субтреугольные, разделены прямыми углубленными септальными швами. Пупок едва заметный. Стенка мелкопористая, с ячеистой скульптурой на спиральной стороне и грануляцией на пупочной. Щелевидное устье периферическое в основании последней камеры.

Описываемый вид-индекс часто встречается в зоне *Globorotalia pusilla* (зеландский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465).

*Globorotalia laevigata Bolli*

Табл. XIV, 4–6

1957. *Globorotalia pusilla laevigata* Bolli, p. 78, pl. 20, fig. 5–7.

Рассматриваемый вид генетически связан с *G. pusilla*, отличаясь более крупными размерами раковины (диаметр до 0,50 мм), правильно-округлым контуром, большим числом камер (до 8–9) в последнем обороте и их тесным соединением, правильно-линзовидной формой раковины, приостренным периферическим краем, появлением слабого кия на последних камерах, узким, но глубоким пупком. Слегка возвышающиеся спиральный и септальные швы, а также межпоровые валики создают на спиральной стороне характерную сетчатую скульптуру; пупочная сторона с отчетливой грануляцией.

Обычный вид в отложениях зоны *Globorotalia pseudomenardii* (тенетский ярус) поднятий Шатского, Хесса и Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289).

*Globorotalia imitata Subbotina*

Табл. XIII, 6–8

1953. *Globorotalia imitata* Субботина, с. 206, табл. XVI, рис. 14–16.

Раковина маленькая (диаметр 0,20–0,30 мм), сжатая в дорзо-вентральном направлении, с неправильно-овальным контуром, при наблюдении сбоку – узкоовальная, с округлым периферическим краем. Пупочная сторона более выпуклая, нежели спиральная. Последний оборот состоит из 4 камер, узких и овальных, разделенных короткими септальными швами на спиральной стороне, и треугольных на пупочной стороне. Пупок едва заметный. Стенка гладкая, тонкопористая. Устье щелевидное, с тонкой губой, периферическое.

Нередко встречается в осадках тенетского яруса (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305 и 465) и Восточно-Марианской впадины (скв. 199).

*Globorotalia pseudomenardii Bolli*

Табл. XIV, 1–3

1957. *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, p. 77, pl. 20, fig. 14–17.

Раковина обычно средних размеров (диаметр 0,30–0,50 мм, но у отдельных экземпляров достигает 0,60–0,70 мм), низкотрохоспиральная, двояковыпуклая, линзовидная, в плане удлинненно-овальная, с лопастным контуром. Периферический край заостренный с отчетливым килем. В последнем обороте имеется 5 камер, быстро возрастающих по размерам, уплощенных и крыловидных на спиральной стороне, разделенных сильно изогнутыми септальными швами. На пупочной стороне они округленно-треугольные, выпуклые, разделенные прямыми швами. Пупок маленький, открытый. Стенка гладкая, с очень тонкой пористостью. Щелевидное устье находится в основании последней камеры, периферическое.

Рассматриваемый вид-индекс зоны *Globorotalia pseudomenardii* (тенетский ярус) встречается в осадках этого возраста постоянно, но в сравнительно небольшом количестве экземпляров – поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289), Восточно-Марианская впадина (скв. 199).

*Globorotalia convexa Subbotina*

Табл. XVI, 1–3

1953. *Globorotalia convexa* Субботина, с. 209, табл. XVII, рис. 2, 3.

Раковина маленькая (диаметр 0,18–0,30 мм), двояковыпуклая, широколинзовидная, в плане округлая, со слаболопастным контуром. Периферический край сжатый, приостренный, но без киля. Последний оборот содержит 6–8 камер, почти одинаковых по размеру, узких и крыловидных на спиральной стороне, треугольных на пупочной. Устье щелевидное, длинное, периферическое. На спиральной стороне стенка покрыта ячеистой сеткой межпоровых валиков, а на пупочной – густыми шипиками и гранулами.

Обычный вид в верхнепалеоценовых (тенетских) отложениях поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305 и 465) и Восточно-Марианской впадины (скв. 199).

*Globorotalia occlusa Loeblich and Tappan*

Табл. XIV, 7–9; табл. XV, 1–4

1957, *Globorotalia occlusa* Loeblich and Tappan, p. 191, pl. 55, fig. 3; pl. 64, fig. 3.

Раковина средних размеров (диаметр 0,40–0,55 мм), неправильно линзовидная – с плосковыпуклой спиральной стороной и выпуклой пупочной стороной, в плане округлая, со слабоволнистым контуром. Последний оборот состоит из 6–8 камер, слабо увеличивающихся по мере нарастания. На спиральной стороне они овально-крыловидные, разделенные плоскими, плохо заметными, косыми септальными швами; на пупочной стороне камеры треугольные, разделенные прямыми углубленными септальными швами. Периферический край заостренный, с четким килем, усеянным короткими шипиками. Аналогичными шипиками снабжен спиральный шов между последним и начальным оборотами. Стенка мелкопористая, с тонкой грануляцией, более заметной на пупочной стороне. Пупок очень маленький, но глубокий. Пупочные концы камер орнаментированы гранулами. Устье узкое, щелевидное, периферическое.

Обычный вид в отложениях тенетского яруса (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289) и Восточно-Марианской равнины (скв. 199).

*Globorotalia velascoensis (Cushman)*

Табл. XV, 5–7

1925. *Pulvinulina velascoensis* Cushman, p. 19, pl. 3, fig. 5.

Раковина средних и крупных размеров (диаметр до 0,65 мм), конической формы, с плоской спиральной стороной и сильновыпуклой усеченно-конической пупочной стороной, в плане овальная или округлая, с ровным или едва заметно волнистым контуром. Периферический край острый, с утолщенным орнаментированным килем. Последний оборот содержит 5–8 камер, медленно увеличивающихся по размеру. На спи-

ральной стороне камеры овальные, плоские, разделены выпуклыми, слабо изогнутыми септальными швами. Сочетание рельефных орнаментированных спирального и септальных швов создает характерный рисунок спиральной стороны. На пупочной стороне камеры треугольные, сильно выпуклые, разделены прямыми швами. Пупочные концы камер причудливо орнаментированы гранулами и шипиками. Пупок широкий и глубокий. Устье имеет форму низкой арки, снабжено губой. Стенка мелкопористая.

В массовом количестве экземпляров встречается в отложениях тенетского яруса поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289) и Восточно-Марианской впадины (скв. 199). В кровле верхнего палеоцена встречается *G. aff. velascoensis*, характеризующаяся меньшими размерами, плотным навиванием камер, тонким килем, меньшей орнаментацией раковины (табл. XXIV, 10, 11). Эта разновидность приближается к *G. edgari Premoli Silva and Bolli*.

#### *Globorotalia pasionensis (Bermudez)*

Табл. XVI, 4–7

1961. *Pseudogloborotalia pasionensis* Bermudez, p. 1. 346, pl. 16, fig. 8.

Данный вид, вероятно, генетически связан с *G. velascoensis*, отличаясь от него целым рядом признаков: в среднем раковина является более крупной; форма ее низкоконическая, иногда даже линзовидная; спиральная сторона приобретает выпуклость, а пупочная становится низкоконической; количество камер в последнем обороте возрастает до 8–12; диаметр пупочного углубления увеличивается.

Многочисленные экземпляры *G. pasionensis* установлены в осадках зоны *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465).

#### *Globorotalia whitei Weiss*

Табл. XVII, 1–3

1955. *Globorotalia whitei* Weiss, p. 18, pl. 6, fig. 1–3.

Раковина средних размеров (диаметр 0,30–0,42 мм), низкотрохоидная, вздутая, в плане субквадратная, с умеренно лопастным контуром, с периферии — широкоовальная с уплощенными сторонами, почти симметричная (пупочная сторона несколько более выпуклая). Периферический край широкоокруглый, без всяких признаков кия. Последний оборот состоит из 4 выпуклых овальных камер на спиральной стороне и субтреугольных на пупочной стороне. Септальные швы углубленные, слабо изогнутые. Пупочное углубление очень маленькое. Устье низкое аркообразное, с тонкой губой, протягивается от пупка до периферического края предыдущего оборота. Поверхность стенки ячеистая.

Сравнительно редкий вид в осадках тенетского яруса (зоны *Globorotalia pseudomedardi* и *Globorotalia velascoensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

#### *Globorotalia parva Rey*

Табл. XIX, 10–12

1954. *Globorotalia velascoensis parva* Rey, p. 210, text-fig.

Сравнительно крупная раковина (диаметр до 0,63 мм) характеризуется в плане округлым лопастным контуром, с периферии она двояковыпуклая с пологовыпуклой спиральной стороной и более вздутой пупочной. Периферический край угловатый, усеянный густыми острыми шипиками. Последний оборот содержит 4–5 камер. На спиральной стороне они овальные крыловидные, с черепитчатым налеганием; на пупочной стороне камеры неправильно-овальные, разделенные углубленными прямыми швами. Две последние камеры непропорционально велики; конечная камера имеет тенденцию занимать половину оборота. Пупочное углубление неотчетливое. Стенка покрыта шипиками и гранулами.

*G. parva* принадлежит к числу слабо изученных видов. Ясно только, что его нужно помещать в группу *Globorotalia aequa* [Luterbacher, 1964]. Отнесение наших экземпляров к *G. parva* условно.

Немногочисленные экземпляры в отложениях зоны *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус) поднятия Шатского (скв. 47).

*Globorotalia acutispira Bolli and Cita*

Табл. XXIII, 1–3

1960. *Globorotalia acutispira* Bolli and Cita, p. 375, pl. XXXV, fig. 3.

Раковина средних размеров (диаметр до 0,40 мм), линзовидная, в плане овальная или округлая с отчетливо лопастным контуром. Начальный завиток на спиральной стороне нередко возвышается в виде небольшого конуса; пупочная сторона более выпуклая. Периферический край заостренный, килеватый, усаженный острыми шипиками. Последний оборот состоит из 4 крестообразно расположенных камер. На спиральной стороне они крыловидные, на пупочной – треугольные, разделенные глубокими септальными швами. Пупок небольшой, но довольно глубокий. Стенка покрыта мелкими гранулами и шипиками.

Встречен в отложениях тенетского яруса (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305 и 465).

*Globorotalia aequa Cushman and Renz*

Табл. XXIII, 4–8

1942. *Globorotalia crassata* (Cushman) var. *aequa* Cushman and Renz, p. 18, pl. 3, fig. 3.

Раковина небольших размеров (диаметр 0,30–0,42 мм), с плоской или слегка выпуклой спиральной стороной и сильновыпуклой пупочной стороной, в плане овальная, с отчетливо лопастным контуром. Периферический край заостренный, с тонким килем, усаженным острыми шипиками. В последнем обороте имеется 3 1/2–4 камеры, быстро возрастающие по размерам. Конечная камера занимает от 1/3 до половины оборота. На спиральной стороне камеры сильно изогнутые, крыловидные, на пупочной – треугольные, разделенные прямыми углубленными швами. Пупок узкий, глубокий. Устье щелевидное. Стенка густо покрыта шипиками, тонкая пористость видна лишь на одной-двух последних камерах (табл. XXIII, 5).

Вид типичен для верхней части верхнего палеоцена (зона *Globorotalia velascoensis*) и продолжал существовать в низах нижнего эоцена, поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289).

*Globorotalia nartanensis Schutzkaja*

Табл. XXIV, 1–3

1956. *Globorotalia nartanensis* Шуцкая, с. 96, табл. IV, фиг. 2.

Этот вид обнаруживает морфологическое сходство с *G. aequa*, отличаясь следующими признаками: спиральная сторона более выпуклая; пупочная сторона имеет форму низкого конуса, т.е. камеры круто поставлены по отношению к спиральной стороне; в плане контур раковины слаболопастной; стенка покрыта густыми толстыми шипиками и гранулами, что придает раковине массивный вид.

*G. nartanensis* установлена в осадках верхней части зоны *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус), а также в низах нижнего эоцена поднятия Шатского (скв. 47).

*Globorotalia acuta Toulmin*

Табл. XXIV, 4–6

1941. *Globorotalia wilcoxensis* Cushman and Ponton var. *acuta* Toulmin, p. 608, pl. 82, fig. 6–8.

Раковина небольших и средних размеров (диаметр от 0,30 до 0,50 мм), коническая, с плоской спиральной стороной и высокой, усеченноконической пупочной стороной. Камеры очень круто поставлены по отношению к спиральной стороне – периферический угол составляет 70–80°. В плане раковина округлая, с ровным или слаболопастным контуром. По периферии протягивается тонкий киль, усеянный маленькими шипиками. Последний оборот содержит 4–5 камер, сравнительно равномерно возрастающих по размеру. На спиральной стороне они плоские, крыловидные, разделены изогнутыми выпуклыми орнаментированными швами; на пупочной стороне камеры выпуклые, субтреугольные, разделенные глубокими прямыми швами. Пупочные концы камер орнаментированы шипиками. Пупок не широкий, но глубокий. Устье узкое щелевидное.

Редкие экземпляры вида установлены в зоне *Globorotalia pseudomenardii*; гораздо чаще вид встречается в осадках зоны *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус) поднятий Шатского, Хесса и Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289).

1957. *Globorotalia hispidicidaris* Loeblich and Tappan, p. 190, pl. 58, fig. 1.

Раковина средних размеров (диаметр 0,35–0,45 мм), со слабовыпуклой спиральной стороной и отчетливо выпуклой пупочной стороной, в плане округлая со слабоволнистым контуром. Периферический край угловатый, густо усаженный шипиками, сливающимися в киль. Последний оборот содержит 6–7 камер, медленно возрастающих по размеру, плотно соединенных. На спиральной стороне камеры овальные, слабовыпуклые, разделенные косыми септальными швами; на пупочной стороне они выпуклые, треугольные, разделенные прямыми глубокими швами. Пупок маленький, довольно глубокий. Характерная особенность вида – сильная шиповатость стенки. Особенно хорошо она выражена на спиральной стороне, маскируя септальные швы.

Вид встречен главным образом в зоне *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

Р о д *Acarinina* Subbotina, 1953

*Acarinina inconstans* (Subbotina)

Табл. VII, 1–5

1953. *Globigerina inconstans* Субботина, с. 58, табл. III, рис. 1, 2.

Раковина средних размеров (диаметр 0,35–0,48 мм), двояковыпуклая, спиральная сторона умеренно уплощенная, пупочная сторона отчетливо выпуклая, в плане округло-овальная, со слаболопастным контуром. Периферический край широкоокруглый. Последний оборот состоит из 5–5 1/2 овальных, почти сферических камер, плотно соединенных, разделенных слабо изогнутыми септальными швами на спиральной стороне и прямыми углубленными на пупочной стороне. Устье в виде широкой арки в основании конечной камеры протягивается из пупка к периферии. Пупок мелкий, неотчетливый. Стенка мелкопористая, на спиральной стороне с ячеистой структурой, на пупочной стороне покрыта короткими конусовидными шипиками (табл. VII, 5). Последнее позволяет относить вид к роду *Acarinina*.

Характерный вид для отложений зоны *Acarinina uncinata* (датский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Acarinina schachdagica* (Khalilov)

Табл. VII, 6–10

1956. *Globigerina schachdagica* Халилов, с. 246, табл. I, фиг. 3.

Раковина средних размеров (диаметр 0,42–0,53 мм), в плане округлая с отчетливо лопастным контуром, при наблюдении с периферии широкоовальная, с выпуклой пупочной стороной. Начальные обороты на спиральной стороне возвышаются в виде пологого конуса. Последний оборот состоит из 6–8 сферических камер, очень постепенно увеличивающихся по мере нарастания, разделенных глубокими прямыми септальными швами. Последняя камера нередко крупная, овальная, вздутая на пупочной стороне. Периферический край широкозакругленный. Пупок небольшой, мелкий. Устье варьирует по величине, нередко крупное арковидное, четко периферическое. Стенка мелкопористая, начальные обороты и начальные камеры последнего оборота покрыты гранулами и тупыми шипиками.

Вид часто встречается в осадках зоны *Acarinina uncinata* (датский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Acarinina uncinata* (Bolli)

Табл. VIII, 1–3

1957. *Globorotalia uncinata* Bolli, p. 74, pl. 17, fig. 13–15.

Раковина небольших размеров (диаметр 0,28–0,40 мм), низкотрохоспиральная, с почти плоской спиральной стороной и вздутой пупочной, в плане овальная с лопастным контуром; периферический край широкоокруглый, но с угловатым перегибом между спиральной и пупочной сторонами. Последний оборот содержит 5–6 камер, довольно быстро возрастающих по размеру. Камеры вздутые, на спиральной стороне оваль-

но-угловатые, разделенные косыми углубленными септальными швами; на пупочной стороне они субтреугольные, швы радиальные и глубокие. Последняя камера крупная, овальная. Пупок небольшой, но глубокий. Устье периферическое, широкое, арковидное. Стенка мелкопористая, на пупочной стороне покрыта гранулами.

Описываемый вид-индекс зоны *Acarinina uncinata* (датский ярус) встречается в массовом количестве экземпляров, поднятия Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

#### *Acarinina indolensis Morozova*

Табл. VIII, 4-7

1959. *Acarinina indolensis* Морозова, с. 1116, рис. 1, г-е.

Раковина небольших размеров (диаметр 0,20-0,30 мм), низкотрохоидная, с уплощенной спиральной стороной и сильновыпуклой пупочной. в плане округлая с лопастным контуром, при наблюдении с периферии овальная. Периферический край широкоовальный, без признаков перегиба. Последний оборот содержит 4-5 камер, овальных, вздутых, разделенных прямыми углубленными септальными швами. Конечная камера крупная, овально-яйцевидная. Пупок маленький. Устье щелевидное, периферическое. Стенка тонкопористая, покрыта густыми конусовидными шпиками.

Вид установлен в отложениях зоны *Acarinina uncinata* (датский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

#### *Acarinina spiralis (Bolli)*

Табл. IX, 1-3

1957. *Globigerina spiralis* Bolli, p. 70, pl. 16, fig. 16-18.

Раковина небольших размеров (диаметр 0,23-0,32 мм), высокотрохоидная, с сильновыпуклой конусовидной спиральной стороной и уплощенной пупочной, в плане почти правильно-округлая с лопастным контуром. Периферический край широкоокруглый. Последний оборот содержит 5-6 камер, слабо возрастающих по размеру. На спиральной стороне они узкие, овальные, разделенные прямыми углубленными швами; на пупочной стороне камеры сферические, субтреугольные, швы прямые и радиальные. Пупок узкий и маленький. Устье низкое, щелевидное, протягивается от пупка к периферии. Стенка тонкопористая. При увеличении около 200 раз хорошо видно, что она покрыта густыми мелкими гранулами.

Условно к данному виду отнесены более крупные экземпляры с 8 камерами в последнем обороте и более заметной грануляцией стенки.

Вид развит в отложениях зон *Acarinina uncinata* и *Globorotalia angulata* (средняя часть палеоцена) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

#### *Acarinina praecursoria Morozova*

Табл. IX, 7-9

1957. *Acarinina praecursoria* Морозова, с. 1111, фиг. 1.

Раковина средних размеров (диаметр 0,35-0,45 мм), низкотрохоспиральная, с уплощенной спиральной стороной и выпуклой пупочной, в плане овальная (слегка удлинённая в направлении навивания), с лопастным контуром. Периферический край в начале последнего оборота угловатый, позднее - широкоокруглый. Последний оборот содержит 6-7 камер, постепенно возрастающих по размеру. Форма их в процессе нарастания меняется. В начале последнего оборота камеры отчетливо угловато-конические, изогнутые, черепицеобразно перекрывающие одна другую. Далее они приобретают овальную форму. Последняя камера нередко крупная, сферическая, выдается за общий контур раковины. В соответствии с этим септальные швы на спиральной стороне сначала сильно изогнутые, углубленные; позднее - слабо изогнутые. На пупочной стороне швы радиальные, глубокие. Пупок хорошо выражен. Устье щелевидное, периферическое, с тонкой губой. Мелкая пористость четко наблюдается на гладкой последней камере. Большая часть раковины покрыта гранулами и шпиками. Особенно их много у периферического края и на пупочных концах камер. Сливаясь, гранулы образуют морщинистую поверхность стенки.

Вид обычен для осадков зоны *Acarinina uncinata* (верхи датского яруса) и более редок в зоне *Globorotalia angulata* (зеландский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Acarinina multiloculata* Morozova

Табл. IX, 10; табл. X, 1-4

1961. *Acarinina multiloculata* Морозова, с. 15, табл. II, фиг. 5.

Раковина средних размеров (диаметр 0,30—0,50 мм), сильносжатая в дорзо-вентральном направлении, уплощенная, в плане округлая, с резколопастным контуром. Периферический край угловатый в начале последнего оборота и более закругленный в его конце. Спиральная сторона плоская, пупочная — плосковыпуклая. Последний оборот содержит 7—10 камер, медленно возрастающих по размеру, узких, изогнутых, выпукло-гребневидных. Камеры разделены глубокими и широкими септальными швами, сильно изогнутыми на спиральной стороне и радиальными на пупочной. Пупок отчетливый, глубокий. Устье длинное, щелевидное, протягивается от пупка до периферии. Стенка покрыта густой сетью гранул и шипиков, особенно обильных в начальной части раковины.

Очевидно, вид появляется в кровле зоны *Acarinina uncinata* (датский ярус), но наиболее обилен он в отложениях зоны *Globorotalia angulata* (зеландский ярус) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

*Acarinina tadjikistanensis djanensis* Schutzkaja

Табл. XI, 8-11

1970. *Acarinina tadjikistanensis djanensis* Шуцкая, табл. XXIII, фиг. 13.

Раковина средних размеров (диаметр 0,40—0,48 мм), двояковыпуклая, с умеренно-выпуклой спиральной стороной и сильновыпуклой сводообразной пупочной стороной, в плане округлая, с четким лопастным контуром. Периферический край изменчив — от округлого до явно угловатого, когда между спиральной и пупочной сторонами наблюдается заметный перегиб. Последний оборот содержит 6—7 камер, постепенно возрастающих по размеру. На спиральной стороне они овальные, выпуклые или слегка уплощенные, разделены слабо изогнутыми септальными швами; на пупочной стороне камеры субтреугольные, сферические, швы радиальные, углубленные. Пупок отчетливый, углубленный. Устье узкое, щелевидное, периферическое. Поверхность стенки на спиральной стороне с ячеистой скульптурой, пупочная сторона покрыта тупыми шипиками и гранулами.

Вид нередко встречается в отложениях зоны *Globorotalia conicotruncata* (зеландский ярус), преимущественно в верхней ее части. Скоплений, наблюдаемых в палеоцене Северного Кавказа, не установлено. Поднятия Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

Этот вид фигурирует в литературе по крайней мере с 1963 г. [Решение..., 1963]. Проник он и в зарубежную литературу [Luterbacher, 1964]. К сожалению, должным образом Е.К. Шуцкой он описан не был. Хорошее его изображение дано в более поздней монографии Е.К. Шуцкой [1970]. Мы считаем необходимым сохранить видовое название, хотя в какой-то степени нарушаются номенклатурные правила. Соотношение с *Acarinina tadjikistanensis* (N. Vukova) известно весьма приблизительно. Сейчас трудно говорить о статусе этих двух таксонов (подвиды или самостоятельные виды).

*Acarinina mckannai* (White)

Табл. XX, 5-7

1928. *Globigerina mckannai* White, p. 194, pl. 27, fig. 16.

1947. *Globigerina subsphaerica* Субботина, с. 108, табл. V, рис. 23-28.

Раковина сравнительно небольших размеров (диаметр 0,24—0,38 мм), шаровидная или несколько удлинённая в направлении навивания, с отчетливой нисходящей трохонидной спиралью, в плане округлая с ровным контуром, пупочная сторона сильноздутая. Последний оборот состоит из 6—8 выпуклых овальных камер, очень тесно соединенных. На спиральной стороне они разделены косыми плоскими, плохо заметными швами; на пупочной стороне швы радиальные, углубленные. Пупок отчетливый, углубленный. Устье низкое, щелевидное. Стенка покрыта тонкими гранулами, а в пупочной области — острыми конусовидными шипиками.

Очень своеобразны высокоспиральные башенковидные экземпляры с крупными шипиками на пупочной стороне (табл. XX, 1-4). Они отнесены к данному виду условно.

Вид обычен для отложений тенетского яруса (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*), и более редок в осадках нижнего эоцена поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289) и Восточно-Марианской котловины (скв. 199).

*Acarinina acarinata Subbotina*

Табл. XXI, 1-4

1953. *Acarinina acarinata* Субботина, с. 229, табл. XXII, рис. 4-10.

Раковина средних размеров (диаметр 0,35-0,50 мм), низкотрохоидная, вздутая, сферическая, с умеренно выпуклой спиральной стороной и сильновыпуклой пупочной, в плане широкоокруглая, с лопастным контуром. Периферический край широкозакругленный. Последний оборот содержит  $3\frac{1}{2}$  - 4 камеры. На спиральной стороне они узкие и овальные, две последние из них изогнутые; на пупочной стороне камеры широкоовальные, почти сферические. Септальные швы прямые, углубленные. Пупок небольшой. Устье низкое, щелевидное, периферическое. Мелкая пористость стенки наблюдается лишь на последней камере. Остальная часть раковины густо покрыта конусовидными шипиками, особенно обильными на пупочной стороне (табл. XXI, 2).

Характерный вид зоны *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус), продолжает встречаться и в осадках нижнего эоцена поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава (скв. 47, 305, 465, 289), Восточно-Марианской впадины (скв. 199, 200).

Не исключено, что *A. acarinata* является младшим синонимом *A. nitida* (Martin), 1943, описанной из формации Лодо в Калифорнии (верхний палеоцен - нижний эоцен). Поскольку точные данные о стратиграфическом положении голотипа *A. nitida* отсутствуют, мы предпочитаем использовать название "*A. acarinata*". Морфологические особенности и стратиграфический диапазон этого вида хорошо изучены.

*Acarinina soldadoensis (Brönnimann)*

Табл. XXI, 5-7

1952. *Globigerina soldadoensis* Brönnimann, p. 9, pl. 1, fig. 1-9.

Раковина сравнительно крупная (диаметр до 0,60 мм), низкотрохоидная, со слабо-выпуклой спиральной стороной и вздутой пупочной, в плане округлая, с лопастным контуром. Периферический край широкоокруглый. Последний оборот состоит из 5-6 выпуклых овальных камер, очень постепенно увеличивающихся в процессе нарастания, разделенных прямыми септальными швами. Пупок с неотчетливым контуром, мелкий. Устье низкое, щелевидное, периферическое. На пупочной стороне стенка покрыта густыми конусовидными шипиками.

Вид появляется в зоне *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус) и типичен для нижнего эоцена поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465), Восточно-Марианской впадины (скв. 200).

*Acarinina esnaensis (LeRoy)*

Табл. XXII, 1-3

1953. *Globigerina esnaensis* LeRoy, p. 31, pl. 6, fig. 8-10.

Раковина небольших и средних размеров (диаметр сильно варьирует от 0,25 до 0,48 мм), низкотрохоспиральная, вздутая, с уплощенной спиральной стороной и сильновыпуклой пупочной, в плане имеет форму прямоугольника с закругленными вершинами, контур лопастной. Периферический край широкоокруглый. Последний оборот содержит  $3\frac{1}{2}$  - 4 камеры, удлинненно-овальные, узкие, выпуклые, разделенные прямыми септальными швами. С пупочной стороны последняя камера имеет форму шляпки гриба, расположена перпендикулярно по отношению к предыдущим камерам. Пупок очень маленький. Устье в виде низкой арки, из пупка протягивается на периферию. Стенка покрыта мелкими гранулами.

Нередко встречается в зоне *Globorotalia velascoensis* (тенетский ярус) и переходит в осадки нижнего эоцена поднятий Шатского и Хесса (скв. 47, 305, 465).

*Acarinina irrorata* (Loeblich and Tappan)

Табл. XXII, 4–6

1957. *Globorotalia irrorata* Loeblich and Tappan, p. 191, pl. 46, fig. 2; pl. 61, fig. 5.

Раковина небольшая (диаметр 0,23–0,30 мм), трохоспиральная, с умеренно выпуклыми спиральной и пупочной сторонами, в плане овальная, со слабоволнистым контуром. Периферический край округлый. Последний оборот заключает 4–5 плотновитых камер, овальных, выпуклых, очень постепенно увеличивающихся по размеру. Они разделяются умеренно углубленными септальными швами, косыми на спиральной стороне и радиальными на пупочной. Пупок маленький и глубокий. Устье низкое, щелевидное, из пупка протягивается на периферию. Стенка тонкопористая, пупочная сторона ее испещрена мелкими гранулами.

Вид установлен в отложениях тенетского яруса поднятия Шатского (скв. 47).

*Acarinina intermedia* Subbotina

Табл. XXII, 7–9

1953. *Acarinina intermedia* Субботина, с. 227, табл. XX, рис. 1–4, 14–16.

Раковина средних размеров (диаметр 0,28–0,45 мм), низкотрохоидная, с уплощенной спиральной стороной и выпуклой брюшной, в плане овально-субквадратная, с лопастным контуром. Периферический край округлый. Последний оборот содержит 4, реже 4½ камеры. На спиральной стороне они выпуклые овальные, разделены короткими слабо изогнутыми швами. На пупочной стороне камеры почти сферические, швы прямые и глубокие. В случае равномерного возрастания размера камер форма раковины овальная, изометричная; при более быстром увеличении их размеров раковина становится удлинённой. Пупок маленький. Устье маленькое, щелевидное, периферическое. На пупочной стороне стенка покрыта шипиками.

Нередко встречается в отложениях тенетского яруса (зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*) поднятий Шатского и Хесса (скв. 47 и 465).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже указывалось, наша работа прежде всего посвящена региональной проблеме — стратиграфии и геологической истории палеогена северо-западной части Тихого океана. Но региональные и общестратиграфические (субглобальные) вопросы связываются в единый неразрывный узел.

Анализ стратиграфической последовательности палеогеновых отложений и хода геологических событий с успехом может быть проведен только на основе надежной хроностратиграфической шкалы. Успехи в океанической стратиграфии и изучении планктонных микроорганизмов создали реальный базис для этой шкалы — зональные схемы палеогена по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям. Но мы не можем забывать достижений прошлого — тщательных исследований палеогеновых отложений из стратотипических районов Западной и Южной Европы. Мы должны взять из этих исследований рациональное зерно — ярусы, подотделы и отделы, модифицировав и уточнив их объемы с помощью зональных шкал по планктону. Фактический материал настолько богат и, как нам кажется, однозначен, что создание общепризнанной хроностратиграфической шкалы палеогена тепловодной области Земного шара — дело ближайшего будущего. Скорее здесь нужен не столько новый фактический материал, сколько проявление доброй воли в решении дискуссионных вопросов, рациональный методический подход, применение принципа договоренности.

Гораздо сложнее обстоит дело с созданием глобальной шкалы палеогена. Палеоген арктических и антарктических областей еще остается "вещью в себе". Однако успехи в изучении палеогена Южного океана и Северо-Востока СССР свидетельствуют о прогрессе и в этом разделе наших знаний.

Достаточно очевидно, что зональные шкалы по планктону становятся связующим звеном, перекидным мостиком между мелководными эпиконтинентальными сериями и мощными терригенными толщами палеогена различных палеогеографических областей. Эти отложения обычно содержат только бентосную микро- и макрофауну, нередко эндемичного облика. Обнаружение и изучение переходных разрезов палеогена, содержащих бентосные и планктонные группы организмов, становятся первоочередной задачей. Эта задача очень трудная, но выполнимая.

Конечно, все особенности и нюансы геологической истории палеогена, истории палеосреды могут быть поняты и дешифрованы только при одновременном изучении палеогена на континентах и в океанических впадинах. Вместе с тем именно палеоген океанов позволяет выявить принципиальные субглобальные изменения в положении уровня карбонатной компенсации, продуктивности планктона, циркуляции водных масс. Эти изменения не могут не оказать существенного влияния на процесс палеогенового осадконакопления на континентах. Предстоит выяснить, в чем же заключалось это влияние? Геологическая изученность палеогена на континентах значительно лучше, чем в океанах. Разрыв этот должен быть сnivelирован. Нам кажется, что на современном этапе исследований, соблюдая единство изучения палеогена на континентах и в океанах, акцент нужно сделать на изучение стратиграфии и палеосреды палеогена Мирового океана.

Весьма актуальным становится вопрос о методике стратиграфических исследований. В решении рассмотренных сложных проблем стратиграфии палеогена успех может принести лишь комплексная методика. Она подразумевает, прежде всего, параллельное изучение различных групп органического мира из одного и того же разреза, поиски и выбор таких разрезов, в которых переслаиваются осадки с планктонными и бентосными организмами. При этом возникает необходимость в унификации научного подхода к выделению стратиграфических единиц. Биостратиграфические исследования самым тесным образом должны ассоциировать с методами физического анализа — палеомагнитного, палеотемпературного, определения абсолютного возраста. В научной жизни различ-

ных стран наблюдается тенденция создания рабочих групп, члены которых объединены общим методическим подходом к решению проблем палеогеновой стратиграфии.

Создание унифицированной глобальной стратиграфической шкалы палеогена не является самоцелью. Эта схема будет средством, с помощью которого окажется возможным расшифровать геологическую историю континентов и океанов палеогенового времени. Сейчас еще приходится уделять много сил совершенствованию стратиграфической шкалы палеогена. Нам кажется, что очень скоро акцент в изучении палеогеновых отложений будет изменен. Именно в познании глобальной истории палеогена следует видеть венец исследований, связанных с этим отрезком геологического времени. Но если в выполнении данной задачи примет участие сообщество геологов всего Мира, то дело чести советских геологов создать единую шкалу палеогена для всей территории СССР и "прочитать" с ее помощью геологическую историю палеогена нашей страны.

## ЛИТЕРАТУРА

- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
- Голев Б.Т. Стандартная зональная шкала на примере нуммулитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
- Красный Л.И., Худoley К.М., Крашенинников В.А. и др. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т.1. Стратиграфия и палеобиогеография. Л.: Недра, 1978.
- Крашенинников В.А. Значение фораминифер открытых тропических бассейнов датского и палеогенового времени для разработки Международной стратиграфической шкалы. – Вопр. микропалеонтологии, 1964, вып. 8.
- Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия отложений датского яруса. М.: Наука, 1965а. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 133).
- Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений. – В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя: (Междунар. геол. конгр. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16 ж.). М.: Недра, 1965б.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Сирии. М.: Наука, 1965в. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 133).
- Крашенинников В.А. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей. М.: Наука, 1969. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 202).
- Крашенинников В.А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана. – Вопр. микропалеонтологии, 1971, вып. 14.
- Крашенинников В.А. 20-й рейс "Гломар Челленджера". – Природа, 1972, № 5.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). – Вопр. микропалеонтологии, 1977, вып. 19.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). – Вопр. микропалеонтологии, 1978, вып. 21.
- Крашенинников В.А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов. – В кн.: Стратиграфия в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и нанопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа. – Вопр. микропалеонтологии, 1975, вып. 18.
- Крашенинников В.А., Немков Г.И. Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Сирии. – Вопр. микропалеонтологии, 1975, вып. 18.
- Крашенинников В.А., Поникаров В.П. Стратиграфия мезозойских и палеогеновых отложений Египта. – Сов. геология, 1964, № 2.
- Крашенинников В.А., Поникаров В.П., Развалев А.В. Геологическое развитие Сирии в палеогеновое время. – Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5.
- Крашенинников В.А., Птухля А.Е. Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Армении. – Вопр. микропалеонтологии, 1973, вып. 16.
- Леонов Г.П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1963, вып. 4.
- Леонов Г.П., Алимарина В.П., Найдин Д.П. О принципе и методах выделения ярусных подразделений эталонной шкалы. – Там же, 1965, вып. 4.
- Маслакова М.Н. Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат. – В кн.: Материалы по биостратиграфии Западных областей УССР. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
- Морозова В.Г. К стратиграфии верхнего мела и палеогена Эмбенской области по фауне фораминифер. – Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1939, т. 17, № 4/5.
- Морозова В.Г. Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер. – В кн.: Тр. совещ. по разработке унифицированной шкалы третич. отложений Крымско-Кавказской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959а.
- Морозова В.Г. Стратиграфия датско-монтских отложений Крыма по фораминиферам. – Докл. АН СССР, 1959б, т. 124, № 5.
- Морозова В.Г. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном. – В кн.: Граница меловых и третичных отложений: (Междунар. геол. конгр. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 5). М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Морозова В.Г. Датско-монтские планктонные фораминиферы Юга СССР. – Палеонтол. журн., 1961, № 3.
- Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 348).
- Невзорова Л.С. О находке аналогов итальянской зоны *Globigerina eugubina* датского яруса в Западном Копет-Даре. – В кн.: Материалы Второй научно-технической конференции молодых геологов-разведчиков. Ашхабад, 1971.
- Палеоген и неоген Сибири: (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Крашенинников В.А. и др. – Геология и полезные иско-

- паемые зарубежных стран. Сирия. М.: Недра, 1969.
- Решение постоянной стратиграфической комиссии Межведомственного стратиграфического комитета по палеогену СССР. — Сов. геология, 1963, № 4.
- Решение постоянной стратиграфической комиссии Межведомственного стратиграфического комитета по палеогену СССР: (Поправки и дополнения) — Сов. геология, 1964, № 1.
- Саакян-Гезалин Н.А.* Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1957.
- Серова М.Я.* Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 127).
- Серова М.Я.* Зональное расчленение и корреляция палеоценовых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозой северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969а.
- Серова М.Я.* Среднеэоценовые планктонные фораминиферы Западной Камчатки. — Вопр. микропалеонтологии, 1969б, вып. 12.
- Серова М.Я.* Граница эоцена и олигоцена в северной части Тихоокеанской провинции. — В кн.: Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток: ДГУ ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Субботина Н.Н.* Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. — Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А, 1936, вып. 96.
- Субботина Н.Н.* Фораминиферы нижнетретичных отложений СССР. — Там же. Сер. А, 1939, вып. 116.
- Субботина Н.Н.* Фораминиферы датских и палеоценовых отложений Северного Кавказа. — В кн.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1947.
- Субботина Н.Н.* Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта Горячего ключа. — Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Нов. сер., 1950, вып. 51 (Микрофауна СССР, сб. 4).
- Субботина Н.Н.* Глобигериниды, ханткениниды и глоборталмиды. — Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Нов. сер., 1953, вып. 76.
- Субботина Н.Н.* Пелагические фораминиферы палеоценовых отложений юга СССР. — В кн.: Палеоценовые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
- Унифицированная схема стратиграфии палеоценовых и эоценовых отложений юга Европейской части СССР. — В кн.: Тр. совещ. по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третич. отложений Крымско-Кавказской области. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1959.
- Халилов Д.М.* Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений Малого Балхана по фауне фораминифер. Баку: Азнефтеиздат, 1948.
- Халилов Д.М.* О пелагической фауне фораминифер палеоценовых отложений Азербайджана. — Тр. Ин-та геологии АН АЗССР, 1956, т. 17.
- Халилов Д.М.* Микрофауна и стратиграфия палеоценовых отложений Азербайджана. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1962, ч. I; 1967, ч. II.
- Шуб Г.* Нуммулитовые зоны и эволюционные ряды нуммулитов и ассилин. — Вопр. микропалеонтологии, 1966, вып. 10.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия нижнего палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1956, вып. 164. Геол. сер. № 71.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия и фашии нижнего палеогена Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960.
- Шуцкая Е.К.* Нижнепалеоценовые отложения Центральных и Юго-Восточных Каракумов Туркменистана. — Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1964, вып. 39.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970.
- Яншин А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП, 1953.
- Addicott W.O.* Significance of pectinids in Tertiary biochronology of the Pacific North West. — Geol. Soc. Amer., 1981, Spec. pap. 184.
- Andel T.H. van, Heath G.R., Moore T.C.* Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific Ocean. — Ibid., 1975, Mem. 143.
- Anderson H., Hinsch W., Martini E. et al.* Chattian. — Giorn. Geol., 1971, vol. 37, ser. 2.
- Andrews J.E., Packham C. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 30.
- Armentrout J.M.* Correlation and ages of Cenozoic chronostratigraphic units in Oregon and Washington. — Geol. Soc. Amer., 1981, Spec. pap. 184.
- Bang I.* Planktonic foraminifera and biostratigraphy of the type Danian. — In: Proc. I Intern. Conf. on Planktonic Microfossils. Geneva, 1969, vol. 1.
- Bang I.* Planktonic Foraminifera of the lowermost Danian. — Proc. II Intern. Conf. on Planktonic Microfossils. Rome, 1971.
- Bang I.* Foraminifera from the type section of the Eugubina zone and Cretaceous/Tertiary boundary localities in Jylland, Denmark. — In: Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symp. Ed. Christensen W. K., Birkelund T., Copenhagen, 1979a, vol. II.
- Bang I.* Foraminifera in the lowermost Danian of Denmark. In: Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symp. Ed. Birkelund T., Bromley R. G., Copenhagen, 1979b, vol. 1. The Maastrichtian and Danian in Denmark.
- Barr F.T., Berggren W.A.* Planktonic foraminifera from the Thanet Formation (Paleocene) of Kent, England. — Stockholm Contr. Geol., 1965, vol. 13.
- Batjes D.* Foraminifera of Oligocene of Belgium. — Mem. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg., 1958, Mém., 143.
- Baumann P., Roth P.H.* Zonierung des Obereozäns und Oligozäns des Monte Cagnero (Zentralapennin) mit planktonischen Foraminiferen und Nannoplankton. — Eclog. geol. helv., 1969, vol. 62.
- Beckmann J.P.* Shallow-water foraminifera and associated microfossils from Sites 315, 316 and 318, DSDP Leg 33. — In: Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. Init. Repts. DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1976, vol. 33.

- Berggren W.* Some planktonic Foraminifera from the Maastrichtian and type Danian stages of southern Scandinavia. — Stockholm Contribs. Geol., 1962, vol. 9.
- Berggren W.A.* Problems of Paleocene stratigraphic correlation. — Rev. Inst. Franç. Pétrol., 1963, vol. 18, N 10.
- Berggren W.A.* The Maastrichtian, Danian and Montian Stages and the Cretaceous-Tertiary boundary. — Stockholm Contribs. Geol., 1964, vol. 11.
- Berggren W.A.* Paleogene biostratigraphy and planktonic foraminifera of northern Europe. — In: Proc. Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1969, vol. 1.
- Berggren W.A.* A Cenozoic time-scale; implications for regional geology and paleobiogeography. — Lethaia, 1972a, vol. 5.
- Berggren W.A.* Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic. — In: Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Init. Repts. DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1972b, vol. 12.
- Bignot G., Cavalier C.* Table I (Radiometric dates, chronostratigraphy, planktonic microfossils biozonations). — Bull. Inform. Géol. Bass. Paris, 1981, 2.
- Bignot G., Le Calvez Y.* Contribution à l'étude des Bassin de Paris. — In: Proc. I Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1969, vol. 2.
- Bignot G., Lezaud L.* Sur la présence de *Marthasterites tribrachiatum* dans l'Yprésien du bassin anglo-franco-belge. — Rev. micropaléontol., 1969, vol. 12, N 2.
- Bignot G., Moorkens T.* Position relative du stratotype de l'Ilerdien et de plusieurs autres étages par à quelques microbiozonations. — Bull. Soc. géol. France, 1975, vol. 17.
- Blondeau A.* Etude pour un néostratotype du Lutétien à St. Vaastles-Mello (Oise). — Mém. Bur. Rech. Geol. et Minières, 1964, vol. 28.
- Blondeau A.* Lutetian. — Bull. Inform. Géol. Bass. Paris, 1981, N2.
- Blondeau A., Gruas-Cavagnetto C., Le Calvez Y.* et al. Etude paléontologique du sondage de Cuise (Oise). — Ibid., 1976, col. 13, N 2.
- Blow W.H.* Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. — In: Proc. I Intern. Conf. on Planktonic Microfossils. Geneva, 1969, vol. 1.
- Bodelle C., Lay C., Odin G.S.* Détermination d'âge par la méthode géochronologique "Potassium-argon" de glauconites du Bassin de Paris. — G.r. Acad. sci., 1969, vol. 268.
- Boersma A.* Cretaceous and Early Tertiary foraminifera from Deep Sea Drilling Project Leg 62 Sites in the Central Pacific. — In: Thiede J., Vallier T.L. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 62.
- Bolli H.* Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I. — US Nat. Mus. Bull., 1957a, N 215.
- Bolli H.* Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formation of Trinidad, B.W.I. — Ibid., 1957b, N 215.
- Bolli H.* The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Spring formation of Trinidad, B.W.I. — Ibid., 1957 c, N 215.
- Bolli H.* Planktonic Foraminifera as index fossils in Trinidad West Indies and their value for world-wide stratigraphic correlation. Eclog. geol. helv., 1959, vol. 52, N 2.
- Bolli H.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. — Bol. Inform. Asoc. Venez. Geol., Miner. y Petrol., 1966, vol. 9, N 1.
- Bolli H., Krashennikov V.A.* Problems in Paleogene and Neogene correlations based on planktonic foraminifera. — Micropaleontology, 1977, vol. 23, N 4.
- Bolli H., Premoli Silva I.* 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. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 15.
- Bonhomme M.G., Odin S., Pomerol Ch.* Age de formations glauconieuses de l'Albien et de l'Éocène du Bassin de Paris (France). — Mém. Bur. Rech. Géol. et Minières, 1969, vol. 58.
- Bouché M.P.* Nannofossiles calcaires du Lutétien du Bassin de Paris. — Rev. micropaléontol., 1962, vol. 5, N 2.
- Brabb E.E.* Comparison of the Belgian and German Oligocene sequences for the purpose of selecting a stratotype. — Mém. Bur. Rech. Géol. et Minières, 1969, vol. 69, N 3.
- Braga G., De Biase R., Grünig A., Proto Decima F.* Foraminiferi Bertonici del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno. — Schweiz. Paläontol. Abh., 1975, Bd. 97.
- Bramlette M.N.* Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. — Science, 1965, vol. 148.
- Brönnimann P., Resig J.A.* Neogene Globigerinacean biochronologic time-scale of the southwestern Pacific. — In: Winterer et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1971, vol. 7.
- Brönnimann P., Curry D., Pomerol Ch.* et al. Contribution à la connaissance des Foraminifères planctoniques de l'Éocène (incluant le Paléocène) du bassin anglo-franco-belge. Mém. Bur. Rech. Geol. et Minières, 1968, vol. 58.
- Brotzen F.* The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna. — Sver. Geol. Unders., 1948, Arsb. 42, ser. C., N 493.
- Bukry D.* Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. — In: Larson R.L., Moberly R. et al. init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 32.
- Bukry D., Douglas R.G., Krashennikov V.A.* et al. Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific Ocean. — In: Fischer A.G., Heezen B.C. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1971, vol. 6.
- Butt A.* Biostratigraphic and paleoenvironmental analyses of the sediments at the Emperor Seamounts, DSDP Leg 55, Northwestern Pacific: Cenozoic foraminifers. — In: Jackson E.D., Koizumi I. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 55.
- Castelarin A., Cita M.B.* Etude de quelques coupes priaboniennes dans le Monte Baldo (Prov. Verona et Trento, Italie) et discussion des limites de l'étage. — Mém. Bur. Rech. Géol. et Minières, 1969, vol. 59.
- Cavalier C.* L'Oligocène inférieur du Bassin de Paris. — In: Paleogene Symposium (Bordeaux, September 1962), Mém. Bur. Rech. Géol. et Minières, 1964, vol. 28.
- Cavalier C.* Le Sannoisien de Sannois dans le cadre du Bassin de Paris et sa signification stratigraphique. — Bull. Soc. géol. France, 1965, vol. 7.
- Cavalier C.* L'âge priabonien supérieur de la zone à *Ericsonia subdisticha* en Italie et l'attribution des Latdorf Schichten à l'Éocène supérieur. —

- Bull. Bur. Rech. Géol. et Minières, 1972 sec. IV, N 1.
- Cavelier C.* Le diachronisme de la zone à *Ericsonia subdisti* (nannoplankton) et la position de la limite Eocène – Oligocène en Europe et en Amérique du Nord. – *Ibid.*, 1975, sec. IV, N 3.
- Cavelier C.* La limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale. – *Mém. sci. géol.*, 1979, N 54.
- Cavelier C.* Stampien. – *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, 1981, N 2.
- Cavelier C., Pomerol Ch.* Les rapports entre le Bartonien et le Priabonien. Incidence sur la position de la limite Eocène moyen – Eocène supérieur. – *C.r. Soc. géol. France*, 1976, fasc. 2.
- Cavelier C., Chateauneuf J.J., Pomerol Ch.* et al. The geological events at the Eocene-Oligocene boundary. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1981, vol. 36.
- Cheetham A.H.* Preliminary report on Early Eocene cheilostome Bryozoans from Site 308 – Leg 32, Deep Sea Drilling Project. – In: Larson R.L., Moberly R. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 32.
- Cita M.B.* Paleocène et l'Eocène de l'Italie du Nord. – *Bull. Bur. Rech. Geol. et Minières*, 1969, vol. 59.
- Cita M.B.* Stratigraphia della Sezione di Possagno. – *Schweiz. Paläontol. Abh.*, 1975, Bd. 97.
- Creager J.S., Scholl D.W.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 19.
- Curry D.* Lexique Stratigraphique International, Fascicule 3a XII. – Paleogene (d'Angleterre), P., C.N.R.S., 1958.
- Curry D.* Thanetian. – *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, 1981, N 2.
- Curry D., Adams C., Boulter M.* et al. A correlation of Tertiary rocks in the British Isles. – *Spec. Rept. Geol. Soc. London*, 1978, N 12.
- Curry D., Gulinck M., Pomerol Ch.* Le Paléocène et l'Eocène dans les Bassins de Paris, de Belgique et d'Angleterre. – *Bull. Bur. Rech. Geol. et Minières*, 1969, vol. 59.
- Douglas R.G.* Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the central north Pacific Ocean. – In: Winterer E., Ewing J. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1973, vol. 17.
- Douglas R.G., Roth P.H., Moore T.* Biostratigraphic synthesis: hiatuses and unconformities. – *Ibid.*, 1973, vol. 17.
- Doyle P.S., Riedel W.R.* Ichthyoliths at Site 464 in the Northwestern Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 62. In: Thiede J., Vallier T.L., et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1981, vol. 62.
- Drooger C.* Miogypsina in Northwestern Germany. – *Proc. Koninkl. nederl. akad. wet.*, B, 1960, vol. 63, N 1.
- Drooger C., Batjes D.* Planktonic foraminifera in the Oligocene and Miocene of the North Sea Basin. – *Ibid.*, B, 1959, vol. 52, N 3.
- Drooger C., Meulenkamp J., Schmidt R.* et al. The Paleogene – Miocene boundary. – *Ibid.*, B, 1976, vol. 79, N 5.
- Echols D.* Foraminifera, Leg 19, Deep Sea Drilling Project. – In: Creager J.S., Scholl D.W. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1973, vol. 19.
- Echols D.* Foraminifer biostratigraphy North Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 58. – In: Vries Klein G., Kobayachi K. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1980, vol. 58.
- Ellis H.C.* Calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 31, DSDP. – In: Karig D.E., Ingle J.C. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 31.
- Ellis H.C.* Calcareous nannoplankton biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 60. – In: Hussong D.M., Uyeda S. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1981, vol. 60.
- El-Naggar Z.R.* Planktonic foraminifera in the Thanet Sands of England and the position of the Thanetian in Paleocene stratigraphy. – *J. Paleontol.*, 1967, vol. 41.
- El-Naggar Z.R.* New suggestions for the division and correlation of Paleogene strata by the use of planktonic foraminifera. – In: *Proc. I Intern. Conf. on Planktonic Microfossils. Geneva*, 1969.
- Ferrer J.* Neritic Early Eocene smaller foraminifera from the Koko Guyot (Emperor Seamounts, Central Northern Pacific). – In: Larson R.L., Moberly R. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 32.
- Ferrer J., Le Calvez Y., Luterbacher H.* et al. Contribution à l'étude des foraminifères élerdiens de la région de Tremp (Catalogne). – *Mém. Mus. hist. natur. C.*, 1973, vol. 29.
- Finlay H.J., Marwick J.* The division of the Upper Cretaceous and Tertiary in New Zealand. – *Trans. Roy. Soc. N.Z.*, 1940, vol. 70, N 1.
- Finlay H.J., Marwick J.* New divisions of the New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary. – *N.Z.J. Sci. Technol. B*, 1947, vol. 28, N 4.
- Fischer A.G., Heezen B.C., Krasheninnikov V.A.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1971, vol. 6.
- Fleisher R.L.* Cenozoic planktonic foraminifera and biostratigraphy, Arabian Sea, Deep Sea Drilling Project, Leg 23A. – In: Whitmarsh R., Weser O. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1974, vol. 23.
- Fleisher R.L.* Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy, Central North Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. – In: Larson R.L., Moberly R. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 32.
- Foreman H.P.* Radiolaria from the North Pacific Deep Sea Drilling Project Leg 32. – *Ibid.*, 1975, vol. 32.
- Garrison R.E., Rowland S.M., Horan L.J.* et al. Petrology of siliceous rocks recovered from marginal seas of the Western Pacific, Leg 31 DSDP. – In: Karig D., Ingle J. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 31.
- Gramman F.* et al. K–Ar ages of Eocene to Oligocene glauconitic sands from Helmstedt and Lehrte (NW Germany). – *Newslett. Stratigr.*, 1975, vol. 4, N 2.
- Grossheide K., Trunko L.* Die Foraminiferen des Doberges bei Bünde und von Astrup mit Beiträgen zur Geologie dieser Profile (Oligozän, NW Deutschland). – *Beih. Geol. Jb.*, 1965, Bd. 60.
- Hagn H., Butt A., Malz H.* Paleocene shallow-water facies at Emperor Seamounts, DSDP Leg 55, Northwest Pacific. – In: Jackson E.D., Koizumi I. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1980, vol. 55.
- Hamilton E.L.* Upper Cretaceous, Tertiary and Recent Planktonic Foraminifera from Mid-Pacific flat-topped seamounts. – *J. Paleontol.*, 1957, vol. 27, N 2.
- Hansen H.J.* On the biostratigraphical age of the Lower Selandian of Denmark. – *Medd. Dan. geol. foren.*, 1968, vol. 18.

- Hansen H.J.* Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark. – *Bull. geol. Soc. Denmark*, 1977, vol. 26.
- Haq R.* Paleogene calcareous nannoflora. Part 2: Oligocene of Western Germany. – *Stockholm Contribs Geol.*, 1972, vol. 25, N 2.
- Hardenbol J., Berggren W.A.* A new Paleogene numerical time scale. – *Stud. Geol.*, 1978, vol. 6.
- Heath G.R., Moberly R.* Cherts from the Western Pacific, Leg 7, DSDP. – In: Winterer E.L. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1971, vol. 7.
- Heezen B.C., Fornary D.J.* Geological map of the Pacific Ocean, scale 1:35 000 000. – In: Andrews J.F., Packham G. et al. *Init. Repts. DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 30.
- Heezen B.C., MacGregor I.D., Krasheninnikov V.A.* et al. Diachronous deposits: a kinematic interpretation of the post-Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate. – *Nature*, 1973a, vol. 241, N 5384.
- Heezen B.C., MacGregor I.D., Krasheninnikov V.A.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973b, vol. 20.
- Heiman M.* Oligocene to Quaternary foraminifers from the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 59. – In: Kroenke L., Scott R. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1980, vol. 59.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M.* et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic fields reversals and motions of the ocean floor and continents. – *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73.
- Hekel H.* Nannofossil biostratigraphy, Leg 20, Deep Sea Drilling Project. – In: Heezen B.C., MacGregor I.D. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1973, vol. 20.
- Herb R., Hekel H.* Die Nummuliten des Obereocäens von Possagno. – *Schweiz. Paläontol. Abh.*, 1975, Bd. 97.
- Hesse R.* Diagenesis of a seamount oolite from the West Pacific, Leg 20, DSDP. – In: Heezen B.C., MacGregor I.D. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1973, vol. 20.
- Hesse R., Foreman H.P., Krasheninnikov V.A.* et al. Walther's facies rule in pelagic realm – a large-scale example from the Mesozoic-Cenozoic Pacific. – *Ztschr. D. geol. Ges.*, 1974, Bd. 125.
- Hillebrandt A. von.* Foraminiferen – Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW Spanien) und Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math. naturwiss. Kl.*, N.F., 1965, Bd. 123.
- Hillebrandt A. von.* Corrélations entre les biozones de grand Foraminifères et de Foraminifères planctoniques de l'Ilerdien. – *Bull. Soc. géol. France*, 1975, vol. 17, N 7.
- Hofker J.* Foraminifera from the Cretaceous of South Limburg, Netherlands. XXXIX – Arguments for a lower Paleocene age of the sediments above the upper Md in the Quarry of Curfs, near Houthem. – *Nat. Maandbl.*, 1959, 48e Jrg.
- Hofker J.* Les foraminifères planctoniques du Montien de la localité-type. – *Rev. micropaléontol.*, 1961, vol. 4.
- Hofker J.* Einige planktonische Foraminiferen aus dem borealen europäischen Oligozän. – *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1963, Bd. 118, N 2.
- Hofker J.* Maastrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera. – *Palaeontographica*, 1966, Suppl. Bd. 10.
- Hofker J.* Analysis of a large succession of samples through the Upper Maastrichtian and the Lower Tertiary of drill Hole 47,2, Shatsky Rise, Pacific, Deep Sea Drilling Project. – *Foraminiferal Res.*, 1978, vol. 8, N 1.
- Hooyberghs H.J.F.* Remarks on the Eocene-Oligocene boundary with some preliminary results of the study of Eocene-Oligocene planktonic foraminifera in Belgium. – *Bull. Soc. belg. géol.*, 1976, vol. 85, fasc. 3.
- Hottinger L.* Late Oligocene larger foraminifera from Koko seamount, Site 309. – In: Larson R.L., Moberly R. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 32.
- Hottinger L., Schaub H.* Zur Stufeneinteilung des Eocäens und des Eocäens. Einführung der Ilerdien und Biarritzien. – *Eclog. geol. helv.*, 1960, vol. 53, N 1.
- Hussong D.M., Uyeda S.* Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60. – In: Hissong D., Uyeda S. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1981, vol. 60.
- Hussong D.M., Uyeda S.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.) 1981, vol. 60.
- Indans J.* Nachweis des Asterigerinen-Horizontes im Oberoligozän des Osterbergs bei Bunde/Westfalen. – *Neues Jb. Geol. und Paläontol., Abh.*, 1965, Bd. 123.
- Jackson E.D., Koizumi I.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 55.
- Jenkins D.G.* New Zealand Cenozoic planktonic Foraminifera. – *Palaeontol. Bull. N.Z. Geol. Surv.*, 1971, vol. 42.
- Jenkins D.G., Murray J.W.* Stratigraphical atlas of fossil foraminifera. Ellis Horwood Ltd, London, 1981.
- Johnson D.* Cenozoic radiolarians from the Central Pacific, DSDP Leg 33. – In: Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. *Init. Repts DSDP, Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1976, vol. 33.
- Kaaschieter J.P.H.* Foraminifera of the Eocene of Belgium. – *Mém. Inst. roy. sci. natur. Belg.*, 1961, vol. 147.
- Kaneps A.G.* Cenozoic planktonic foraminifers Equatorial Pacific Ocean, Leg 33 DSDP. – In: Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1976, vol. 33.
- Kapellos C., Schaub H.* Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. – *Eclog. geol. helv.*, 1973, vol. 66.
- Karig D.W.* Basin genesis in the Philippine Sea. – In: Karig D., Ingle J. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 31.
- Karig D.E., Ingle J.C.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 31.
- Keene J.B.* Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP Leg 32. – In: Larson R.L., Moberly R. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1975, vol. 32.
- Kelts K.* Summary of chert occurrences from Line Islands Sites 314, 315, 316 DSDP Leg 33. – In: Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. *Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.)*, 1976, vol. 33.

- Kiesel Y.* Die Oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbartin (Mecklenburg). – Freiberger Forsch., 1962, Bd. C 122.
- Krasheninnikov V.A.* Cenozoic foraminifera. – In: Fischer A.G., Heezen B.C. et al. Init. Repts. DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.) 1971, vol. 6.
- Krasheninnikov V.A.* Stratigraphy and planktonic foraminifers of Cenozoic deposits of the Bay of Biscay and Rockall Plateau (Atlantic Ocean), DSDP Leg 48. – In: Montadert L., Roberts D.G. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1979, vol. 48.
- Krasheninnikov V.A.* Foraminiferal stratigraphy of Cenozoic sediments of the Mariana Trough and fore-arc region. Deep Sea Drilling Project Leg 60. – In: Hussong D., Uyeda S. et al. Init. Repts. DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981a, vol. 60.
- Krasheninnikov V.A.* Paleogene planktonic foraminifers from Deep Sea Drilling Project Leg 62 Sites and adjacent areas of the Northwest Pacific. – In: Thiede J., Vallier T. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981b, vol. 62.
- Krasheninnikov V.A., Hoskins R.H.* Late Cretaceous, Paleogene and Neogene planktonic Foraminifera. – In: Heezen B.C., MacGregor I. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 20.
- Krasheninnikov V.A., Ponikarov V.P.* Zonal stratigraphy of Paleogene in the Nile valley. – Geol. Surv. Min. Res. Dep., Spec. Pap., 1965, N 32.
- Kreuzer H., Daniels C.H., Gramman F.* et al. K-Ar dates some glauconinites of the NW German Tertiary Basin. – Fortschr. Miner., 1973, Bd. 50, N 3.
- Kroenke L., Scott R.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 59.
- Krutzsch W., Lotsch D.* Zur stratigraphischen Stellung der Latdorf-Stufe im Paleogene. – Geologie, 1957, Bd. 6.
- Kulp J.* Geologic time scale. – Science, 1961, vol. 133, N 3459.
- Kümmerle E.* Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel–West). – Abh. Hess. Landes–Amt. Bodenforsch., 1963, Bd. 45.
- LaBreque J.L., Kent D.V., Cande S.C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic Time. – Geology, 1977, vol. 5.
- Lancelot Y.* Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In: Winterer E.L., Ewing J. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 17.
- Lancelot Y., Larson R.L.* Sedimentary and tectonic evolution of the Northwestern Pacific. In: Larson R.L., Moberly R. et al. init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 32.
- Larson R.L., Moberly R.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 32.
- Larson R.L., Schlanger S.O.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 61.
- Le Calvez Y.* Contribution à l'étude des Foraminifères paléogènes du Bassin de Paris. Thèse, P., C.N.R.S., 1970.
- Le Calvez Y.* Répartition des Foraminifères dans différents faciès de l'ilderdien de la région de Tresp. – Bull. Soc. géol. France, 1975, vol. 17, N 7.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Correlation of the Gulf and Atlantic Coastal Plain Paleocene and lower Eocene formations by means of planktonic foraminifera. – J. Paleontol., 1957, vol. 31, N 6.
- Lowrie W., Alvarez W.* One hundred million years of geomagnetic polarity history. – Geology, 1981, vol. 9.
- Ludwig W.J., Houtz R.E.* Isopach map of sediments in the Pacific Ocean Basin and marginal seas basins. – Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979.
- Ludwig W.J., Krasheninnikov V.A., Basov I.A.* et al. Tertiary–Cretaceous paleoenvironments in the southwest Atlantic Ocean: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg 71. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, Part 1, vol. 91.
- Luterbacher H.P.* Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of Central Apennines. – Eclog. geol. helv., 1964, vol. 57, N 2.
- Luterbacher H.* La section tipo del Piso ilderdense. In: XIII coloq. Europ. de Micropaleontol., Madrid, ENADIMSA, 1973.
- Luterbacher H.* Paleocene and early Eocene planktonic foraminifera, Leg 32, Deep Sea Drilling Project. In: Larson R.L., Moberly R. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 32.
- Luterbacher H.P., Premoli Silva I.* Biostratigraphia del Limite Cretaceo. – Terziario nell'Appennino Centrale. – Riv. ital. paleontol., 1964, vol. 70, N 1.
- Mallory V.S.* Lower Tertiary biostratigraphy of the California Coast Ranges. Tulsa. 1959.
- Marks P., Vessem E.J. van.* Foraminifera from the Silberberg formation ("Lower Oligocene") at Silberberg, near Helmstedt (Germany). – Paläontol. Ztschr., 1971, Bd. 45, N 1/2.
- Marlière R.* Les faciès et l'extension du Heersien dans le Bassin de Mons. – Ann. Soc. géol. Belg. Liège, 1969, vol. 92.
- Martini E.* Nannoplankton aus dem Latdorf (Locus typicus) und weltweite Parallelisierungen im Oberen Eozän und Unteren Oligozän. – Senckenberg. Lethaea, 1969, vol. 50, N 2/3.
- Martini E.* Standart Paleogene calcareous nannoplankton zonation. – Nature, 1970, vol. 226, N 5245.
- Martini E.* Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: Proc. I Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Rome, 1971.
- Martini E.* Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). – In: Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1976, vol. 33.
- Martini E.* Neue Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken. – Newslett. Startigr., 1977, vol. 6, N 2.
- Martini E.* Oligocene to Recent calcareous nannoplankton from the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 59. – In: Kroenke L., Scott R. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 59.
- Martini E., Müller C.* Calcareous nannoplankton from the type Chattian (Upper Oligocene). – In: Proc. 6 Congr. Reg. Comm. Mediterran. Neogene Stratigr. Bratislava. 1975, vol. 1.
- Martini E., Ritzkowski S.* Die Grenze Eozän/Oligozän in der Typus-Region des Unteroligozäns (Helmstedt – Egeln – Latdorf). – Mém. Bur. Rech. géol. et Minières, 1969, vol. 69.
- McGowran B.* Reclassification of early Tertiary

- Globorotalia. – *Micropaleontology*, 1968, vol. 14, N 2.
- McGowran B. On foraminiferal taxonomy. – In: Proc. II Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Rome, 1971.
- McKenzie J., Bernoulli D., Schlanger S.O. Shallow-water carbonate sediments from the Emperor Seamounts: their diagenesis and paleogeographic significance. – In: Jackson E.D., Koizumi I. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 55.
- McTavish R.A. Planktonic Foraminifera from the Malaita group, British Solomon Islands. – *Micropaleontology*, 1966, vol. 12, N 1.
- Meijer M. Les foraminifères planctoniques du Tuffeau de Ciproly (stratotype): leur signification bio- et chronostratigraphique. – Proc. I Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1969.
- Miles G.A. Planktonic foraminifers of the lower Tertiary Roseburg, Lookingglass, and Flournoy Formations (Umpqua Group); southwest Oregon. – *Geol. Soc. Amer.*, 1981, Spec. pap. 184.
- Moore T.C. Radiolaria from Leg 17 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Winterer E., Ewing J. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 17.
- Moore T.C., Andel T.H. van, Sancetta C., Pisias N. Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. – *Micropaleontology*, 1978, vol. 24, N 2.
- Moorkens Th. Quelques foraminifères planctoniques de l'Yprésien de la Belgique et du Nord de la France. – *Mém. Bur. Rech. Géol. et Minières*, 1968, vol. 58.
- Moorkens Th. Foraminifera of the Montian stratotype and subjacent strata in the Obourg Well, with a review of Belgian Paleocene stratigraphy. Th. Doct. Utrecht, 1972.
- Moorkens Th. Cepek P. Zonation of Belgian Lower Tertiary with planktonic Foraminifera and Nannoplankton. – In: Third Planktonic Conf., Kiel, 1975.
- Müller C. Nannoplankton-Gemeinschaften aus dem W-Deutschen Mittel Oligozän. – *Abh. Hess. Landes-Amt. Bodenforsch.*, 1971, Bd. 99.
- Murray J.W., Wright C.A. Paleogene Foraminifera and palaeoecology, Hampshire and Paris Basins and the English Channel. – *Spec. Pap. Palaeontol.*, 1974, vol. 14.
- Ness G., Levi S., Couch R. Marine magnetic anomaly, time-scales for the Cenozoic and Late Cretaceous: A précis, critique and synthesis. – *Revs. Geophys. and Space Phys.*, 1980, vol. 18.
- Odin G.S. Isotopic dates for a Paleogene time scale. – *Stud. Geol.*, 1978, N 6.
- Odin G.S., Curry D., Bodelle J. et al. Géochronologie de niveaux glauconieux tertiaires des Bassins de Londres et du Hampshire (methode potassium-argon). *C. r. Soc. géol. France*, 1969, p. 309–310.
- Odin G.S., Gulinck M., Bodelle J. et al. Géochronologie de niveaux glauconieux tertiaires du Bassin de Belgique (methode potassium-argon). *Ibid.*, 1969, p. 198–199.
- Odin G.S., Curry D., Hunziker J. Radiometric dates from the NW European glauconites and the Paleogene time scales. – *J. Geol. Soc. London*, 1978, vol. 135.
- Okada H. Calcareous nannofossils from Deep Sea Drilling Project Sites 442 through 446 Philippine Sea. – In: Vries Klein G. de, Kobayashi K. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 58.
- Perch Nielsen K. Die Coccolithen einiger dänischer Maastrichtian und Danienlokalitäten. – *Bull. geol. Soc. Denmark*, 1969, vol. 21.
- Perch-Nielsen K. Calcareous nannofossil zonation at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. – In: Ed. Birkelund T., Bromley R. Cretaceous–Tertiary Boundary Events Symp. Copenhagen, 1979a, vol. 1. The Maastrichtian and Danian in Denmark.
- Perch-Nielsen K. Calcareous nannofossils in Cretaceous/Tertiary boundary sections in Denmark. – *Ibid.*, 1979b, vol. 2.
- Perch-Nielsen K., Hansen J.M. Selandian. – *Bull. Inform. Geol. Bass. Paris*, 1981, N 2.
- Plaziat J.C. Ilerdian. – *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, 1981, N 2.
- Pomerol Ch. Le Bartonien du Bassin de Paris. Interprétation stratigraphique et essai corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire. – *Mém. Bur. Rech. géol. et Minières*, 1964, N 28.
- Pomerol Ch. Stratigraphie et Paléogéographie: Ère Cénozoïque. Doin, Paris, 1973.
- Pomerol Ch. Critical review of isotopic dates in relation to Paleogene Stratotypes. – *Stud. Geol.*, 1978, vol. 6.
- Pomerol Ch. Auversian. – In: Pomerol Ch. Stratotypes of Paleogene Stages. – *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, 1981a, N 2.
- Pomerol Ch. Biarritzian. *Ibid.*, 1981b, N 2.
- Pomerol Ch. Stratotypes of Paleogene Stages. P. 1981c. *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, N 2.
- Premoli Silva I., Bolli H.M. Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. – In: Edgar N.T., Saunders J.B. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 15.
- Premoli Silva I., Brusa Ch. Shallow-water skeletal debris and larger foraminifers from Deep Sea Drilling Project Site 462, Nauru Basin, eastern Equatorial Pacific. – In: Larson L., Schlanger S.S.O. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 61.
- Premoli Silva I., Violanti D. Cenozoic planktonic foraminifer biostratigraphy of the Deep Sea Drilling Project, Hoie 462, Nauru Basin (Western Equatorial Pacific), and distribution of the pelagic components. – *Ibid.*, 1981, vol. 61.
- Proto Decima F., Roth P.H., Todesco L. Nannoplankton Calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Poggio. – *Schweiz. Paläontol. Abh.*, 1975, Bd. 97.
- Rau W.W. Pacific Northwest Tertiary benthic foraminiferal biostratigraphic framework: An overview. – *Geol. Soc. Amer.*, 1981, Spec. pap. 184.
- Ritzkowski S. Chattian. – *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, 1981a, N 2.
- Ritzkowski S. Latdorfian. – *Ibid.*, 1981b, N 2.
- Robaszynski F. Montian. – *Ibid.*, 1981, N 2.
- Roth P.H. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. – *Eclog. geol. helv.*, 1970, vol. 63, N 3.
- Roth P.H. Calcareous nannofossils – Leg 17, Deep Sea Drilling Project. – In: Winterer E., Ewing J. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 17.
- Roth P.H., Baumann P., Bertolino V. Late Eocene–Oligocene calcareous nannoplankton from Central and Northern Italy. – In: Proc. II Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Rome, 1971, vol. 2.
- Saito T., Funnell B.M. Pre-Quaternary sediments and microfossils in the oceans. – In: *The Sea*, New York, 1971, vol. 4, p. 1.

- Sanfilippo A., Westberg M.J., Riedel W.R.* Cenozoic radiolarians at Site 462, Deep Sea Drilling Project Leg 61, Western Tropical Pacific. – In: Larson L., Schlanger S.O. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 61.
- Schaub H.* Nummulites et Assilines de la Téthys-paléogène; Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie. – Schweiz. Paläontol. Abh. 1981, Bd. 104.
- Schlanger S.O., Jackson E.D.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1976, vol. 33.
- Serova M.J.* The zonal scale of the Paleogene deposits of the northwestern part of the Pacific province and their correlation to the Tethys deposits. – In: Tertiary correlation and climatic changes in the Pacific, XI Pacif. Sci. Congr., Tokyo, 1967, N 25.
- Sloan J.* Radiolarians from sediments of the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 58. – In: Klein G. de, Kobayashi K. et al. Init. Repts DSDP. Washington. (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 58.
- Steineck P.L., Fleisher R.L.* Toward the classical evolutionary reclassification of Cenozoic Globigerinacea (Foraminiferida). – J. Paleontol., 1978, vol. 52, N 3.
- Takayama T.* Calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 55 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Jackson E.D., Koizumi I. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 55.
- Takayanagi Y., Oda M.* Shore laboratory report on Cenozoic foraminifera, Leg 33. – In: Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1976, vol. 33.
- Thiede J., Dean W.E., Rea D.K.* et al. The geological history of the Mid-Pacific Mountains in the Central North Pacific Ocean – a synthesis of deep-sea drilling studies. – In: Thiede J., Vallier T. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 62.
- Thiede J., Vallier T.L.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 62.
- Thomsen E.* Revised definition of the Danian. – Bull. Inform. Géol. Bass. Paris, 1981, N 2.
- Todd R.* Geology of Saipan. Part 3. Paleontology, smaller foraminifera. – U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1957, N 290H.
- Todd R.* Smaller foraminifera from Guam. – Ibid., 1966, N 403–1.
- Todd R., Cloud P.E., Low D.* et al. Probable occurrence of Oligocene on Saipan. – Amer. J. Sci., 1954, vol. 252.
- Toumarkine M.* Middle and Late Eocene planktonic foraminifera from the north-western Pacific, Leg 32 of DSDP. – In: Larson R.L., Moberly R. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 32.
- Toumarkine M., Bolli H.* Evolution de Globorotalia cerro-azulensis (Cole) dans l'Eocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). – Rev. micropaléontol., 1970, vol. 13, N 3.
- Toumarkine M., Bolli H.M.* Foraminifères planctonique de l'Eocène moyen et supérieur de la Coupe de Possagno. – Schweiz. Paläontol. Abh., 1975, Bd. 97.
- Tracey J.I., Sutton G.H.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1971, vol. 8.
- Ujiie H.* Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Western Philippine Sea, Leg 31 of DSDP. – In: Karig D.E., Ingle J.C. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, vol. 31.
- Vlerk L.M. van der, Umbgrove J.H.F.* Tertiare gids-foraminiferen van Ned. Cost Indie. – Wet. Med. Dienst. Mijnbouw Ned. India, 1927, N 6.
- Vries Klein G.de, Kobayashi K.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1980, vol. 58.
- Warren A.D., Newell J.H.* Calcareous plankton biostratigraphy of the type Bastendorff Formation, southwest Oregon. – Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 184, 1981.
- Wilcoxon J.* Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and Tremp sections of the Iberian stage in NE Spain. – Rev. esp. micropaleontol., 1973, vol. 5.
- Willems W., Bignot G., Moorkens Th.* Ypresian. – Bull. Inform. Géol. Bass. Paris, 1981, N 2.
- Winterer E.L.* Regional problems. – In: Winterer E.L., Ewing J. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 17.
- Winterer E.L.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 17.
- Wiperman L.K., Larson R.L., Hussong D.M.* The geological and geophysical setting near Site 462. In: Larson R., Schlanger S.O. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1981, vol. 61.
- Worsley T.R.* Calcareous nannofossils: Leg 19 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Creager J.S., Scholl D.W. et al. Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973, vol. 19.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—XXIV

Все экземпляры планктонных фораминифер на табл. I—XXIV — из палеоценовых отложений поднятия Шатского (скв. 47).

### Таблица I

- 1, 2. *Chiloguembelina crinita* (Glaessner).  
Датский ярус (зона *Globigerina eugubina*). х 180.
- 3, 4. *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman).  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*). х 200.
- 5, 6. *Chiloguembelina taurica* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina eugubina*). х 200.
- 7—10. *Gümbelitra irregularis* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina eugubina*): 7—9 — х 200; 10 — характер устья и орнаментация поверхности, х 800 (деталь фиг. 7).
- 11—15. *Globigerina umbrica* Luterbacher and Premoli Silva.  
Датский ярус (зона *Globigerina eugubina*): 11—14 — х 200; 15 — характер пористости и орнаментации стенки раковины, х 850 (деталь фиг. 11).
16. *Globigerina taurica* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*). х 200.

### Таблица II

- 1—5. *Globigerina eugubina* Luterbacher and Premoli Silva.  
Датский ярус (зона *Globigerina eugubina*): 1—4 — х 200; 5 — поверхность стенки, х 600 (деталь фиг. 1).
- 6—9. *Globigerina eobulloides* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*): 6—8 — х 200; 9 — характер устья и пористости стенки, х 700 (деталь фиг. 8).
- 10—14. *Globigerina trifolia* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*): 10—13 — х 200; 14 — характер пористости, х 520 (деталь фиг. 10).

### Таблица III

- 1—3. *Globigerina tetragona* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*), х 200.
- 4—6. *Globigerina theodosica* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*), х 200.
- 7—9. *Globigerina pentagona* Morozova.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*), х 200.
- 10—14. *Globosolusa daubjergensis* (Brönnimann).  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*): 10—13 — х 200; 14 — характер поверхности раковины, видно дополнительное шовное устье, х 1000 (деталь фиг. 13).
15. *Globigerina kozlowskii* Brotzen and Pozaryska.  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*), х 200.

### Таблица IV

- 1—6. *Globigerina edita* Subbotina.  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*): 1—5 — х 200; 6 — пористость стенки, х 850 (деталь фиг. 3).
- 7—8. *Globigerina pseudotriloba* White.  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), х 200.
- 9—11. *Globigerina triloculinoides* Plummer.  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*): 9—10 — х 200; 11 — пористость стенки, х 400 (деталь фиг. 10).

### Таблица V

- 1, 2. *Globigerina pseudotriloba* White.  
Датский ярус (зона *Acarinina uncinata*), х 200.
- 3—5. *Globigerina trivialis* Subbotina.  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), х 200.

- 6-8. *Globorotalia trinidadensis* Bolli.  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), х 200.  
9-11. *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer).  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), х 200.

Таблица VI

- 1-3. *Globorotalia varianta* (Subbotina).  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), 160.  
4-7. *Globorotalia fringa* (Subbotina).  
Датский ярус (зона *Globigerina taurica*), х 200.  
8-10. *Globorotalia quadrata* (White).  
Датский ярус (зона *Acarinina uncinata*), х 150.  
11-13. *Globorotalia planocompressa* Schutzkaja.  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), х 200.  
14-16. *Globorotalia compressa* (Plummer).  
Датский ярус (зона *Globorotalia trinidadensis*), х 160.

Таблица VII

- 1-5. *Acarinina inconstans* (Subbotina).  
Датский ярус (зона *Acarinina uncinata*): 1 - х 200; 2-4 - х 100; 5 - орнаментация пупочной области, х 360 (деталь фиг. 2).  
6-10. *Acarinina schachdagica* (Khalilov).  
Датский ярус (зона *Acarinina uncinata*): 6, 9, 10 - х 100; 7, 8 - х 120.

Таблица VIII

- 1-3. *Acarinina uncinata* (Bolli).  
Датский ярус (зона *Acarinina uncinata*): 1 - х 160; 2, 3 - х 200.  
4-7. *Acarinina indolensis* Morozova.  
Датский ярус (зона *Acarinina uncinata*): 4 - х 250; 5, 6 - х 150; 7 - х 230.  
8-10. *Globorotalia ehrenbergi* Bolli.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*), х 200.

Таблица IX

- 1-3. *Acarinina spiralis* (Bolli).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*): 1 - х 180; 2 - х 150; 3 - х 130.  
4-6. *Acarinina aff. spiralis* (Bolli).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*): 4 - х 100; 5 - х 200; 6 - х 150.  
7-9. *Acarinina praecursoria* Morozova.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*), х 160.  
10. *Acarinina multiloculata* Morozova.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*), х 200.

Таблица X

- 1-4. *Acarinina multiloculata* Morozova.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*), х 100.  
5-10. *Globorotalia angulata* (White).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia angulata*), х 150.

Таблица XI

- 1-3. *Globorotalia angulata* (White).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pusilla*), х 150.  
4-7. *Globorotalia conicotruncata* (Subbotina).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pusilla*), х 150.  
8-11. *Acarinina tadjikistanensis djanensis* Schutzkaja,  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pusilla*): 8 - х 200, 9-11 - х 150.

Таблица XII

- 1-4. *Globorotalia pusilla* Bolli.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pusilla*), х 200. Широколинзовидные экземпляры.  
5-7. *Globorotalia pusilla* Bolli.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pusilla*), х 200. Линзовидные экземпляры с суженным периферическим краем.

Таблица XIII

- 1-5. *Globorotalia kubanensis* Schutzkaja.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pusilla*), х 200.  
6-8. *Globorotalia imitata* Subbotina.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), х 200.

Таблица XIV

- 1-3. *Globorotalia pseudomenardii* Bolli.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*): 1, 2 - x 100; 3 - x 200.  
4-6. *Globorotalia laevigata* Bolli.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 200.  
7-9. *Globorotalia occlusa* Loeblich and Tappan.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.

Таблица XV

- 1-4. *Globorotalia occlusa* Loeblich and Tappan.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.  
5-7. *Globorotalia velascoensis* (Cushman).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.

Таблица XVI

- 1-3. *Globorotalia convexa* Subbotina.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 200.  
4-7. *Globorotalia rasionensis* (Bermudez).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.

Таблица XVII

- 1-3. *Globorotalia whitei* Weiss.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 200.  
4-6. *Globigerina basuana* Khalilov.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 200.

Таблица XVIII

- 1-5. *Globigerina nana* Khalilov.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*): 1-4 - x 200; 5 - деталь фиг. 4, x 600.  
6-8. *Globigerina pileata* Khalilov.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*): 6, 8 - x 100, 7 - x 200.

Таблица XIX

- 1-3. *Globigerina* aff. *linaperta* Finlay.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.  
4-6. *Globigerina quadririloculinoides* Khalilov.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.  
7-9. *Globigerina velascoensis* Cushman.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.  
10-12. *Globorotalia parva* Rey.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*): 10 - x 100; 11, 12 - x 200.

Таблица XX

- 1-4. *Acarinina* aff. *mskannai* (White).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*): 1 (спиральная сторона), 2 (пупочная сторона) - x 100; 3, 4 (боковые стороны) - x 200.  
5-7. *Acarinina mskannai* (White).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia pseudomenardii*), x 100.  
8-10. *Globigerina compressaformis* Khalilov.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.

Таблица XXI

- 1-4. *Acarinina acarinata* Subbotina.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*): 1 - x 100, 2 - тот же экземпляр при x 200; 3, 4 - x 200.  
5-7. *Acarinina soldadoensis* (Brönnimann).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.

Таблица XXII

- 1-3. *Acarinina esnaensis* (LeRoy).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.  
4-6. *Acarinina irrorata* (Loeblich and Tappan).  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.  
7-9. *Acarinina intermedia* Subbotina.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.  
10-12. *Globigerina achtschascujmensis* Khalilov.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.

*Таблица XXIII*

- 1-3. *Globorotalia acutispira* Bolli and Cita.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.
- 4-8. *Globorotalia aequa* Cushman and Renz.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*): 4, 6-8 - x 100; 5 - пористость и шиповатость стенки (деталь фиг. 4), x 250.

*Таблица XXIV*

- 1-3. *Globorotalia nartanensis* Schutzkaja.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.
- 4-6. *Globorotalia acuta* Toulmin.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.
- 7-9. *Globorotalia hispidicidaris* Loeblich and Tappan.  
Верхний палеоцен (зона *Globorotalia velascoensis*), x 100.
- 10, 11. *Globorotalia* aff. *velascoensis* (Cushman).  
Верхний палеоцен (верхняя часть зоны *Globorotalia velascoensis*), x 100.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	3
Рельеф и строение северо-западной части Тихого океана .....	5
Некоторые проблемы стратиграфической шкалы палеогена .....	10
Зональная шкала палеогена .....	10
Ярусная шкала палеогена .....	14
Ярусная шкала палеогена Крымско-Кавказской области .....	14
Ярусная шкала палеогена тихоокеанского побережья США .....	17
Ярусная шкала палеогена Западной и Южной Европы .....	18
Шкала отделов и подотделов палеогена .....	29
Унифицированная субглобальная шкала палеогена .....	34
Региональная стратиграфия палеогеновых отложений .....	43
Северо-Восточная котловина .....	43
Императорские горы .....	44
Поднятие Хесса .....	48
Северо-Западная котловина .....	50
Центрально-Тихоокеанские горы .....	56
Восточно-Марианская впадина .....	61
Каролинское поднятие .....	65
Поднятие Эаурипик .....	68
Восточно-Каролинская впадина .....	68
Поднятие Онтонг-Джава .....	69
Впадина Науру .....	71
Центрально-Тихоокеанская впадина .....	74
Плато Манихики .....	78
Острова Лайн .....	80
Филиппинское море .....	83
Основные черты планктонных фораминифер, стратиграфии и геологической истории палеогена северо-западного сектора Тихого океана .....	91
Планктонные фораминиферы и хроностратиграфия палеогена северо-запада Тихого океана .....	91
Геологическая история палеогена северо-запада Тихого океана .....	96
Планктонные фораминиферы палеоценовых отложений поднятия Шатского .....	107
Семейство Heterohelicidae Cushman, 1927 .....	108
Род <i>Chiloguembelina</i> Loeblich and Tappan, 1956 .....	108
Род <i>Guembelitra</i> Cushman, 1933 .....	109
Семейство Globigerinidae Carpenter, Parker and Jones, 1862 .....	109
Род <i>Globigerina</i> d'Orbigny, 1826 .....	109
Род <i>Globoconusa</i> Khalilov, 1956 .....	114
Семейство Globorotaliidae Cushman, 1927 .....	114
Род <i>Globorotalia</i> Cushman, 1927 .....	114
Род <i>Acarinina</i> Subbotina, 1953 .....	121
Заключение .....	126
Литература .....	128
Объяснения к таблицам I—XXIV .....	136

## CONTENTS

Introduction. . . . .	3
Relief and structure of the north-western Pacific Ocean. . . . .	5
Some problems of the Paleogene stratigraphic scale . . . . .	10
Zonal scale of Paleogene . . . . .	10
Stage scale of Paleogene . . . . .	14
Stage scale of the Paleogene of the Crimean-Caucasian region. . . . .	14
Stage scale of the Paleogene of the USA Pacific coast . . . . .	17
Stage scale of the Paleogene of Western and Southern Europe . . . . .	18
Scale of subseries and series of Paleogene . . . . .	29
Unified subglobal scale of Paleogene . . . . .	34
Regional stratigraphy of Paleogene sediments. . . . .	43
North-Eastern basin. . . . .	43
Emperor Seamounts. . . . .	44
Hess Rise. . . . .	48
North-Western basin . . . . .	50
Mid-Pacific Mountains . . . . .	56
East Mariana basin . . . . .	61
Caroline Rise . . . . .	65
Eauripic Rise . . . . .	68
East Caroline basin . . . . .	68
Ontong-Java Plateau . . . . .	69
Nauru basin . . . . .	71
Central Pacific basin . . . . .	74
Manihiki Plateau . . . . .	78
Line Islands . . . . .	80
Philippine basin . . . . .	83
Main features of the Paleogene planktonic foraminifers, stratigraphy and geological history of the north-western Pacific Ocean. . . . .	91
Paleogene planktonic foraminifers and chronostratigraphy of the north-western Pacific . . . . .	91
Paleogene geological history of the north-western Pacific. . . . .	96
Paleocene planktonic foraminifers of Shatsky Rise. . . . .	107
Family Heterohelicidae Cushman, 1927. . . . .	108
Genus Chiloguembelina Loeblich and Tappan, 1956. . . . .	108
Genus Guembelitra Cushman, 1933 . . . . .	109
Family Globigerinidae Carpenter, Parker and Jones, 1862 . . . . .	109
Genus Globigerina d'Orbigny, 1826 . . . . .	109
Genus Globoconusa Khalilov, 1956. . . . .	114
Family Globorotaliidae Cushman, 1927 . . . . .	114
Genus Globorotalia Cushman, 1927 . . . . .	114
Genus Acarinina Subbotina, 1953 . . . . .	121
Conclusion. . . . .	126
References. . . . .	128
Explanation to Plates I-XXIV. . . . .	136

**Валерий Аркадьевич Крашенинников**  
**СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА**  
**СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ**  
**ТИХОГО ОКЕАНА**

*Утверждено к печати*  
*Ордена Трудового Красного Знамени*  
*Геологическим институтом*

Редактор издательства *Ерофеева И.М.*  
Художник *Волков Е.Н.*  
Художественный редактор *Нестерова И.Ю.*  
Технический редактор *Аредова О.А.*  
Корректор *Разуменко О.А.*

ИБ № 24536

Подписано к печати 12.11.82. Т – 21113  
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,6 + 3,2 вкл.  
Усл.кр.-отт. 16,2. Уч.-изд.л. 18,7  
Тираж 650 экз. Тип.зак. 1827  
Цена 2 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В издательстве "Наука" в I полугодии 1983 года  
выходят в свет следующие книги:

### I каталог (I кв.)

1. Валажкин Мангышлака – 12 л. – 1 р. 80 к.
2. *Габлина И.Ф.* Условия меденакопления в красноцветных континентальных формациях – 8 л. – 1 р. 20 к.
3. Геология и освоение природных битумов – 10 л. – 1 р. 50 к.
4. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность) – 20 л. – 3 р.
5. *Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) – 20 л. – 3 р.
6. Кристаллический фундамент Эстонии – 20 л. – 3 р.
7. *Макаренко Г.Ф.* Траппы и структура материков – 19 л. – 2 р. 90 к.
8. Нефтегазоносность нижних структурных этажей чехлы платформ – 14 л. – 2 р. 10 к.
9. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология – 20 л. – 3 р.
10. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез – 20 л. – 3 р.
11. Юра юга СССР – 20 л. – 3 р.

### II каталог (II кв.)

1. *Войткевич Г.В.* Происхождение и химическая эволюция Земли – 10 л. – 1 р. 50 к.
2. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала – 20 л. – 3 р.
3. Гидрогеологические критерии нефтегазоносности (на примере Тимано-Печорского бассейна) – 10 л. – 1 р. 50 к.
4. *Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии – 12 л. – 4 р. 80 к.
5. *Зверев В.П.* Энергетика гидрогеохимических процессов современного седиментогенеза (на примере Юго-Западного Кавказа) – 13 л. – 2 р.
6. *Кучай В.К.* Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня – 18 л. – 2 р. 70 к.
7. *Любимова Е.А., Любошиц В.М., Парфенюк О.И.* Численные модели тепловых полей Земли – 10 л. – 1 р. 50 к.
8. *Мурзаев Э.М.* Лев Семенович Берг – 15 л. – 2 р. 30 к.

2 р. 80 к.

